

岩石鋳物鋳床学会誌

第四十四巻 第五号

昭和三十五年十月一日

研 究 報 文

マンガン鋳床に伴う 2, 3 の粘土鋳物	{ 吉白吉	村水永	豊晴真	文雄弓
パイロルース鋳の加熱変化について	岡田	田 広	吉	
北海道室蘭産灰長石及びその母岩の化学成分	{ 佐香	藤川	文義	男郎
肥薩火山区安山岩中の晶洞鋳物	山本	敬		
日高幌満川流域の橄欖石斑糲岩・橄欖石ノーライト	浅井	宏		
三吉, 大谷, 鐘打鋳山産錫石の結晶形と格子恒数	芦田	佐吉		

研 究 短 報 文

青森県尾崎鋳山産重晶石の格子恒数	大森啓一
------------------------	------

評 論 雑 録

地殻構造から推察される岩漿の本源	柴田 勇
------------------------	------

会 報 及 び 雑 報

昭和 36 年度本学会評議員候補者の推薦について, 会員動静, 会費納入の件,
チリ沖地震津浪調査概報

新 刊 紹 介

Stillwater igneous Complex, Montana. By H. H. Hess	他 1 件
----------------------------------------------------	-------

抄 録

鋳物学及び結晶学	炭酸塩鋳物の赤外線吸収	他 4 件
岩石学及び火山学	高アルミナ玄武岩	他 3 件
金 属 鋳 床 学	北部 New Brunswick 硫化物鋳床への閃亜鉛鋳	
	地質温度計の応用	他 3 件
石 油 鋳 床 学	アルバダ州南部丘陵地帯における集油構造	他 4 件

東北大学理学部岩石鋳物鋳床学教室内

日本岩石鋳物鋳床学会

昭和 36 年度日本岩石鉱物鉱床学会評議員候補者の推薦について

会則第 11 条並びに第 17 条により、昭和 36 年度評議員候補者の推薦を次の要領によつて受付けます。

1. 評議員候補者は正会員 5 名以上の連名により推薦されたものとする。
2. この推薦届出は 11 月 30 日迄に 仙台市片平丁東北大学理学部内本会宛、書面を以つて送附されたい。

〔註〕 昭和 36 年度は評議員の半数交替の為、次の方々の候補者推薦は無効です。

河野義礼(会長)、石川 俊 夫、大 森 啓 一、片 山 信 夫
加 藤 啓 雄、久 野 久、柴 田 秀 賢、鈴 木 廉三九
須 藤 俊 男、竹 内 常 彦、根 本 忠 寛、原 田 準 平
八 木 健 三、吉 木 文 平、吉 村 豊 文、渡 辺 武 男

会員動静〔新入会〕 牛沢信人(札幌市琴似町西山手 215)、鞠子正(東京都新宿区戸塚一丁目、早稲田大学第一理工学部鉱山学教室)、藤原昭(東京都千代田区大手町 1 の 4 石油資源開発株式会社探鉱部)

〔転動及び転居〕 伊藤昌介(神奈川県大和市中央林間)、村上勲(東京都杉並区和田本町 811 の 10 川鉄中野寮)、杉浦孝三(三鷹市下連雀南浦 500 三井金属中央研究所)、稻積惺(東京都千代田区平河町 2 の 7、原子燃料公社探鉱部地質課)、鈴木勝(東京都千代田区丸の内 1 丁目 8 番地、住友金属工業 K. K.)、花村曾太郎(福島県南会津郡田島町住友金属鉱山八総鉱業所)、黒田吉益(東京都世田ヶ谷区烏山町 1,161 松葉通住宅 825)、沢村武雄(高知市朝倉 1,000 高知大学文理学部地質学教室)、斎藤甚三(神奈川県平塚市真田 40)、奥田茂穂(東京都中野区鷺宮 5 の 285)、安倍亮(東京都大田区田園調布 4 の 42 の 13)、青木斌(神奈川県川崎市法政二高)、大房穆(北海道蛇田郡京極村字脇方日鉄クラブ)、飯塚良(大阪市北区宗是町大ビル 845 号 千早産業 K. K.)、パーキンズ・オリエンタル・ブックス東京出張所(東京都中央区銀座東 7 丁目 6 番地双葉ビル 6 階)

会費納入の件 本年度会費 500 円を本会(振替仙台 8825 番)宛至急お納め下さい。未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

研 究 報 文

マンガン鉱床に伴う2, 3の粘土鉱物

Clay minerals associated with some manganese ore deposits

吉 村 豊 文 (Toyofumi Yoshimura)*

白 水 晴 雄 (Haruo Shirozu)*

吉 永 真 弓 (Mayumi Yoshinaga)*

Abstract : Three montmorillonites and a sericite-montmorillonite regular mixed-layer mineral are described. The montmorillonites occur in the altered zone of the country rocks around the manganese-dioxide ore deposits, which were formed by the hydrothermal replacement in the tuffaceous rocks. They bear various colors, and (1) white and (2) brownish-red masses from the Shiroiwa mine, Akita Prefecture, and (3) green one from the Miyazaki mine, Miyagi Prefecture, are mineralogically analyzed and shown that (1) and (2) are typical montmorillonite and (3) is beidelitic montmorillonite.

The sericite-montmorillonite regular mixed-layer clay-mineral showing 25.2Å spacing was found in a narrow fissure traversing the manganese ore deposit in the Paleozoic formation of the Aradani mine, Kyōto Prefecture. It associates with a large quantity of fine-grained bipyramidal quartz. X-ray, D.T.A. and chemical analyses along with heating-effect data show that the clay-mineral is a regular mixed-layer mineral having almost equal percentages of sericite and montmorillonite layers.

1. 緒 言

マンガン鉱床に産する鉱物の種類が極めて多いことは良く知られているが、いわゆる粘土鉱物についても多数の種類が見出される。第1表は、まだ不十分なものであるが、粘土鉱物 proper とこれ以外の広義の粘土鉱物に区別して、マンガン鉱床に見出される種類の概略を列挙した。表中では、産状は吉村¹⁾によるマンガン鉱床型で示した。本表

* 九州大学理学部地質学教室

1) 吉村豊文, 日本のマンガン鉱床, 22~52, 1952.

第 1 表 マンガン鉱床に産する粘土鉱物

		構 造 型	マンガン鉱床における産状	
			鉱 物 名	マンガン鉱床型
粘土鉱物 proper	1	Amorphous	Allophane	残留鉱床
	2	Kaolin 型	Kaolin	稲倉石型・五百井型
	3	Montmorillonite 型	Montmorillonite	沼館型
	4	Chlorite 型	Clay-chlorite	稲倉石型
	5	Stilpnomelane 型	—	—
	6	Mica 型	Sericite	稲倉石型
	7	Mixed-layer	Sericite-montmorillonite	五百井型
広義の粘土鉱物	1	Amorphous	Neotocite	真名子型・稲倉石型
	2	Kaolin 型	Bementite	穴内型・真名子型
	3	Montmorillonite 型	{Nonttronite}	五百井型
			{Vermiculite}	
	4	Chlorite 型	Mn-chlorite	真名子型・穴内型
	5	Stilpnomelane 型	Ganophyllite	加蘇型・稲倉石型
	6	Mica 型	{Manganophyllite}	加蘇型
			{Alurgite}	村松型

についての詳細は別の機会にゆずるが、マンガン鉱床が粘土鉱物学的に興味ある多種類の鉱物を産することを強調しておきたい。

今回はマンガン鉱床に伴う典型的な粘土鉱物として、秋田県白岩鉱山並びに宮城県宮崎鉱山（いずれも沼館型鉱床）の母岩の変質帯に産するモンモリロン石、および京都府新谷鉱山の断層粘土を構成するセリサイト-モンモリロン石規則的混合層鉱物について報告する。

2. マンガン鉱床、特に沼館型鉱床と粘土鉱物

マンガン鉱床の成因には色々な場合があり、吉村¹⁾はこれを 17 の型に分けている。そのうち粘土を伴うのを特徴とするのは、熱水性鉱床としているもので、

- (i) 花崗岩質岩漿と関係があると考えた熱水液によるもの……五百井型
- (ii) 安山岩又は流紋岩と近縁性のある熱水液によるもの……河津型
- (iii) 輝石安山岩又は粗粒玄武岩と近縁性のあるもの……沼館型

これ以外の型のマンガン鉱床にも、地下水の滲透した部分や、鉱床主体の生成とは直接関係の無い後期の熱水脈を考慮に入れると粘土は少量には広く見られる。ことに、典型的な粘土鉱物ではないが、鉱物学的に密接な関係のある広義の粘土鉱物も考慮に入れるときは、第 1 表にも示したようにマンガン鉱床に広くかつ多種類が見出される。しかし初成のマンガン鉱床特に大和型、富里型、真名子型というような深処において交代作用によつて生成を見たと考えられる鉱床には、狭義の粘土鉱物すなわちカオリン、モンモリロン石等は見出されない。すなわちこの種の深処交代性マンガン鉱床は典型的な熱水性交代鉱床とは考え難いとの考えを吉村はもっている。

今回報告するモンモリロン石は沼館型鉱床に伴うもので、秋田県仙北郡角館町の白岩

1) 吉村豊文, 前出, 1952.

鉾山¹⁾と宮城県加美郡宮崎町の宮崎鉾山¹⁾に産するものである。両鉾山ともに沼館型鉾床としては我国では第一級の大鉾床で、現在も盛大に稼行されている。鉾床はいずれも中新世と考えられている凝灰岩中に 胚胎するが、色々の理由から、鉾床も中新世の生成で母岩とはわずかに遅れて生じたと考えている。

沼館型鉾床と最も近いマンガン鉾床はビリカ型の鉾層である。吉村²⁾は「沼館型の酸化マンガン鉾々脈を作った余勢が地上に溢れ出たものがビリカ型鉾床」と考えうると述べているが、これはむしろ逆に、「ビリカ型鉾層を堆積した海底温泉が、その上に堆積が行われた後にも尚活動を継続又は再開し、ビリカ型鉾層と近い層準に浅処交代鉾床を作った」と言い換えた方が実情に副うようである。

中新世の頃の浅処交代鉾床で、輝石安山岩の類に関係あるものと吉村が考えているものに黒鉾がある。宮崎鉾山には同一鉾区内に、水平にも数百米の距離に、黒鉾々床とマンガン鉾床が相接しており、安斉俊男³⁾によれば層序的にも同一又は極めて近い相前後した位置にあるとのことである。宮崎鉾山では黒鉾とマンガン鉾が並行的に稼行されている。北海道の国富鉾山の黒鉾々床中にも模式的な沼館型のマンガン鉾床が 狭存していたのを吉村は記憶している。

白岩鉾山ではこれと異り、ビリカ型鉾層と沼館型交代鉾床が共存している。北海道の瀬棚地域にその例が多い様式の一つである。大日方順三⁴⁾が瀬棚のマンガン鉾床を交代鉾床としているのは、沼館型の傾向の強いところをとり上げたからではなかろうか。

沼館型鉾床が生成する際、母岩の凝灰岩は上下盤共に広範囲に粘土化作用をうけ、石鹼石 (soap stone) 又はベントナイトと呼ばれるものとなる。このものは白、黄、紫、緑等の美しい色を呈し、鉾体に近いところに赤、遠いところに緑、特に鉾床を作った温泉の湧口に近いところに赤又は黄 (時に珪質) のものが多い傾向がある。水分を加えると激しく膨張し、盤ぶくれの原因となる。ビリカ型鉾層では不純な石鹼石の中に 径 1~3 mm の小粒となつて二酸化マンガン鉾が含まれているので、白ゴマ、黄ゴマ、赤ゴマ等の名で鉾層と呼ばれ区別されている。交代作用のおこなわれた沼館型でも同様の鉾石は多いが、富鉾部は鉾石もよくまとまり、石鹼石も均質で、肉眼的には単鉾物的に見える。ここに鉾物学的な検討をおこなつたのは白岩鉾山 松本 2 号坑及び宮崎鉾山 梵夫西坑のそのような部分である。

京都府新谷鉾山産の混合層粘土鉾物は、古生層中のマンガン鉾床を切る幅 1 cm 程の小断層の中に産する一例である。両端に結晶面のある水晶の微結晶を多数含んでいるので、単なる地下循環水によつて生じたものとは考えられない。丹波地方に広く認められる五百井型熱水変質がたまた小断層に沿つて作用した例と考えている。

3. 秋田県白岩鉾山並びに宮城県宮崎鉾山産モンモリロン石 3 種

a. 試料 上記の沼館型鉾床母岩の凝灰岩が粘土化作用を受けて生成した石鹼石中純粹な次の 3 種 (肉眼的に白色、褐紅色、および灰綠色) を選んだ。

- 1) 南部松夫・岡田広吉, 鉾山地質, **16**, 37, 1960.
- 2) 吉村豊文, 前出, **38**, 1952.
- 3) 安斉俊男, 地調月報, **8**, 15~22, 1957.
- 4) 大日方順三, 地学, **24**, 315, 1912.

(i) 白色種。秋田県仙北郡角館町白岩鉱山 松本2号坑産。白色の緻密な蠟石に似た外觀を示し、わずかに桃色を帯びる

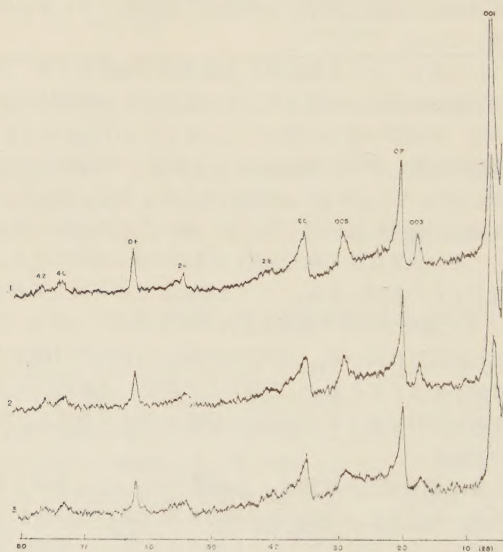
(ii) 褐紅色種。白色種と同じく白岩鉱山松本2号坑産。褐色を帯びた紅色の塊であるが、多少葉片状に剝離する。manganite を斑状に含む部分がある。特に富鉄体に伴う。

(iii) 緑色種。宮城県加美郡宮崎町宮崎鉱山梵天西坑産。淡灰緑色の塊をなす。

この3種はいずれも鏡下で微細な無色の鱗片状集合体をなし、屈折率 1.50 附近、複屈折は中程度である。

b. X 線の性質 (第1図, 第2表) X線粉末反射は3種ともに 15Å の強い反射をはじめ全反射が通常のモンモリロン石に良く一致するが、微細な点では3種の間に差異があり、白色種が最も結晶状態良好で褐紅色種、緑色種の順に底面反射が弱く不鮮明になっている。

第1図 モンモリロン石の X 線粉末反射 (Cu 対陰極, Ni フィルター)



1: 白岩(白色), 2: 白岩(褐紅色), 3: 宮崎(緑色)

c. 示差熱分析曲線 (第2図) いずれもモンモリロン石類の曲線を示すが、宮崎鉱山の緑色種は白岩鉱山の2種と多少異なり、後2者に無い 570° 附近の弱い吸熱がある。この点については、バイデライトが 550°C 附近に強い吸熱ピークがあるとされている¹⁾ので、次の化学分析結果からも示されるように、緑色種はバイデライトに近いものと考えられる。

1) Greene-Kelly, Differential thermal investigation of clay, edited by MacKenzie, 148, 1957.

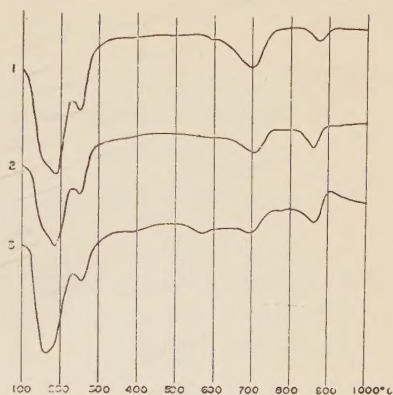
第2表 白岩鉾山モンモリロン石
(白色種)のX線粉末データ

Diffractometer CuK α		粉末法カメラ (半径57.3mm) FeK α	
d (Å)	I	d (Å)	I
15.7	>60	15.4	10
5.15	11	5.03	1
4.49	34§	4.42	4
3.08	11	3.05	2
2.57	21§	2.55	3§
2.21	2b	2.22	1/2
1.69	6	1.695	1
1.66	3b	1.648	1/4
1.495	14	1.495	4
1.290	4	1.287	2§
1.245	2	1.243	1

b : 幅広い反射.

§ : 高角度側に尾を引いた反射

第2図 モンモリロン石のDTA曲線



1 : 白岩(白色), 2 : 白岩(褐紅色)

3 : 宮崎(緑色)

d. 化学成分 (第3表) 化学分析結果は普通のカルシウムモンモリロン石の分析値に良く一致する。第3表に須藤¹⁾による花岡鉾山の鉄モンモリロン石の分析値を比較した。色と鉄・マンガンの含有量との間に密接な関係が見られ、褐紅色種にマンガンが比較的多く緑色種はマンガンが少なく鉄が多い。

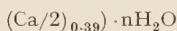
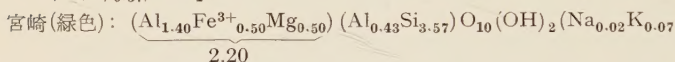
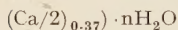
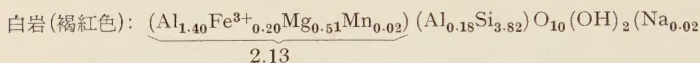
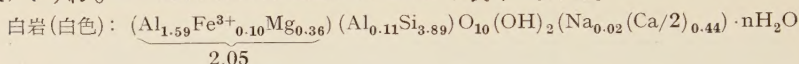
化学式を Ross & Hendricks²⁾の計算方法に従って求めた結果は次のごとくであつ

第3表 モンモリロン石の化学成分

	白 岩 (白)	白岩 (褐紅)	宮 崎 (緑)	花 岡 (緑) 須 藤 (1950)
SiO ₂	49.03	47.85	44.55	46.30
TiO ₂	0.22	0.22	0.32	—
Al ₂ O ₃	18.16	16.72	19.38	18.47
Fe ₂ O ₃	1.62	3.37	4.92	6.03
FeO	n. d.	n. d.	n. d.	0.45
MnO	tr.	0.37	0.02	—
MgO	3.07	4.26	4.21	3.06
CaO	2.62	2.17	2.28	2.16
Na ₂ O	0.11	0.16	0.15	1.03
K ₂ O	tr.	0.05	0.69	0.35
H ₂ O+	8.79	8.01	7.75	6.83
H ₂ O-	16.80	17.42	15.91	14.50
	100.42	100.60	100.18	99.18
分 析 者	吉	永	須 藤	

1) Sudo, T, Proc. Jap. Acad. **26**, 91~95, 1950.2) Ross, C.S. and Hendricks, S. B., U. S. G. S. prof. pap. **205-B**, 151~180, 1945.

て、いずれも montmorillonite-beidellite series に良く一致する。

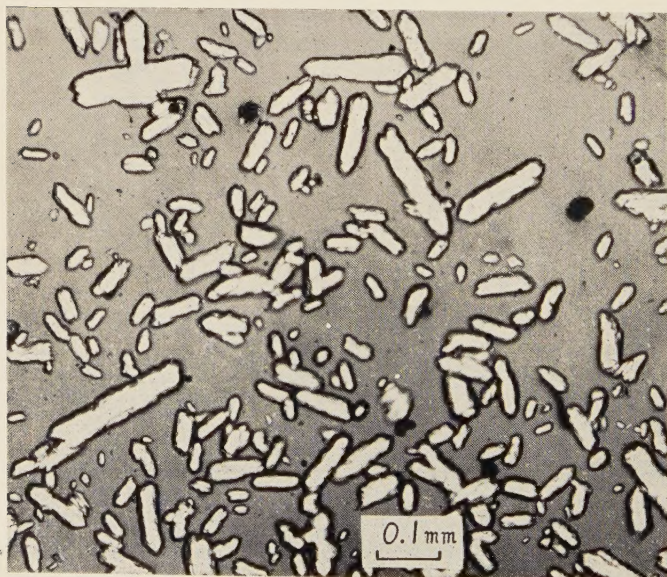


白色種と褐紅色種はモンモリロン石端種に近い。緑色種は 4 面体層中に Al がかなり含まれるのでバイデライトに近いモンモリロン石に当る。このことは既述のように示差熱分析においても認められた。

4. 京都府新谷鉱山産 リサイトーモンモリロン石規則的混合層鉱物

a. 試料 京都府北桑田郡新谷鉱山荒倉鉱床（古生層中の真名子型鉱床）の小断層から採集した断層粘土は、絹糸光沢、滑感を有する灰白色の粘土であるが、分割するとき、割目に毛状の鉱物が現われるので興味をもち検討を加えた。顕微鏡下でこの毛状鉱物は石英微晶であることがわかった。傾瀉法により石英を出来るだけ除き 実験試料とした

第3図 新谷鉱山産混合層粘土鉱物と共生する石英結晶（水洗して粘土を除いたもの。両端に錐面が見られる）。



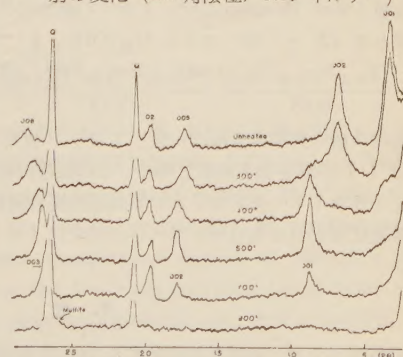
が、粘土の分散が思わしくなく、後述のごとく石英の分離が不十分であつた。石英は長さ 0.03~0.3mm, 径 0.01~0.05mm の柱状結晶をなし、しばしば両錐面を有することが鏡下にて認定出来た。石英の顕微鏡写真を第3図に表す。

b. X 線の性質 空气中乾燥試料の X 線粉末反射は第4表および第4図に示すよう

第4表 雲母粘土鉱物—モンモリロン石規則的混合層鉱物のX線粉末データ

新 谷 (石英の線除外)				Burghersdorp		米 子		
hkl	Diffractometer CuK α		粉末法カメラ (半径 57.3mm) FeK α		Heystek (1954)		須藤 (1959)	
	d (Å)	I	d (Å)	I	d	I	d	I
001	25.2	27			25.8	vs	26.4	40vs
002	12.6	20	12.5	10	12.4	s	13.0	33vs
005	5.05	6	4.95	3	4.95	mw	9.3	3b
02, 11	4.44	7	4.43	2	4.47	s	5.10	16s
007	3.60	2			4.30	mw	4.48	19vs
008	3.15	4	3.12	4	3.67	w	4.27	10vs
009	2.82	2	2.82	1	3.33	m	3.47	3b
20, 13	2.56	6	2.54	5	3.09	mw	3.35	6s
06, 33			1.49	4	2.833	w	3.27	19s
40, 26			1.29	1	2.563	m	2.56	13sb
42, 35, 17			1.24	1	2.451	w	2.49	3b
新谷エチレングリコル処理 Diffractometer, CuK α				2.232	vw	2.44	3b	
				2.190	vw	2.39	4b	
				2.145	vw	2.19	3vb	
				2.027	vw	2.13	3vb	
hkl	d (Å)		I	1.977	vw	1.99	5b	
				1.683	wb	1.69	3b	
001	26.6	42	1.646			1.499	7sb	
002	13.2	20	1.492	m				
003	8.93	4	1.287	w				
004	6.68	2						
005	5.34	7						

第4図 新谷混合層鉱物の加熱によるX線反射の変化 (Cu 対陰極, Ni フィルター)



に、25Å の強い反射とその integral sequence をなす高次の反射があり、 d_{001} の大きさは 25.2Å, ほかに dioctahedral 粘土鉱物の hk 反射が認められる。これらのデータやエチレングリコル処理の結果 ($d_{001}=26.7\text{Å}$) は、雲母粘土鉱物とモンモリロン石 (2 水層) との 1:1 規則的混合層鉱物の X 線的性質¹⁾ とよく一致している。第4表に Heystek による南アフリカ Burghersdorp 産および須藤による

1) Heystek, H., Min. Mag. **30**, 400~408, 1954; Brindley, G. W., Am. Min. **41**, 91~103, 1956; Sudo, T., Mineralogical Study on Clay of Japan, 136~147, 1959.

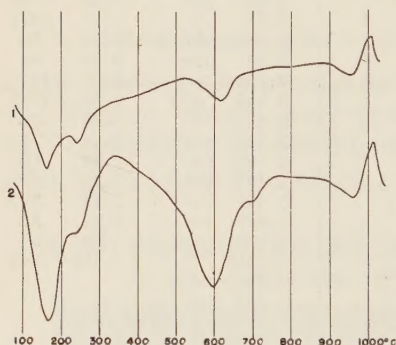
米子鉱山産のもののデータを掲げた。

c. 加熱による X 線反射の変化 (第4図) 300°, 400°, 500°, 700°, 900°C の各温度に1時間加熱した試料を冷却直後にデフラクトメーターにかけて加熱による変化を調べた。各温度で多少の変化がみられるが、400°C で白雲母型に大きく変り、900°C では粘土鉱物は分解してムル石が出来かけている。底面反射の各温度における微細な変化は水層の脱水和格子の再配列の様子を暗示し興味深い。300~500°C の底面反射は 25 Å 格子と 10 Å 格子の random mixed-layer の反射と解し得る。

この結果は須藤¹⁾による米子 26 Å-粘土鉱物の加熱変化と類似しているが多少の相異があり、特に反応温度が今回の方が低い。

d. 示差熱分析曲線 (第5図) 雲母粘土鉱物とモンモリロン石との規則的混合層鉱物の

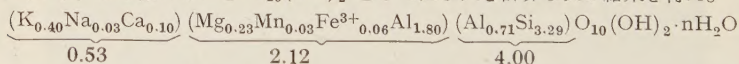
第5図 雲母粘土鉱物—モンモリロン石
規則的混合層鉱物の DTA 曲線



1: 新谷, 2: Burghersdorp (Heystek, 1954)

な性質を持つ Burghersdorp と米子の鉱物の分析値を比較した。

第5表 (2) から陰イオンを $O_{10}(OH)_2$ として化学式を計算し次の結果を得た。



他の2種の化学式もほぼ一致しており、カリウム雲母粘土鉱物とモンモリロン石とのほぼ 1:1 の混合物と解釈し得る。この化学分析結果に産状、外観等も考慮に入れて本鉱物をセリサイト—モンモリロン石規則的混合層鉱物と呼んだが、あるいは X 線の性質、加熱変化等の点からはセリサイトの代りにイライトの名を採る方が適当であるかも知れない。

5. 総 括

沼館型マンガン鉱床から産出するいわゆる石鹼石は鉱床母岩である凝灰質岩の熱水変質による粘土化生成物である。これらの粘土を秋田県白岩鉱山、宮城県宮崎鉱山産のもの

1) Sudo, T., 前出, 136~147, 1959.

第 5 表 雲母粘土鉱物-モンモリロン石規則的混合層鉱物の化学成分

	新 谷		Burghersdorp	米 子
	1	2	Heystek (1954)	須藤 (1959)
SiO ₂	58.49	45.6	51.69	43.17
TiO ₂	tr	tr	0.68	0.51
Al ₂ O ₃	22.41	29.6	34.50	33.54
Fe ₂ O ₃	0.80	1.1	0.19	0.26
FeO	none	—	—	0.13
MnO	0.35	0.5	—	—
MgO	1.59	2.1	0.16	0.65
CaO	1.02	1.3	1.56	0.52
Na ₂ O	0.13	0.2	1.03	0.38
K ₂ O	3.23	4.3	3.56	2.84
H ₂ O+	5.89	7.8	SO ₃ 0.12	P ₂ O ₅ tr
H ₂ O-	5.64	7.5	5.96	10.48
			—	7.75
	99.55	(100.0)	99.45	100.23
分 析 者	吉	永	D. Sampsan	下 田

のについて鉱物学的性質を検討した結果、白岩鉱山の白色、褐紅色のものは典型的なモンモリロン石に相当し、宮崎鉱山からの緑色種はバイデライトに近いモンモリロン石であることがわかった。三種の粘土の色は鉄及びマンガンの含有量に密接な関係がある。すなわち褐紅色種にマンガンが比較的多く、緑色種はマンガンが少なく鉄が多い。

京都府新谷鉱山の真子型マンガン鉱床を切る小断層中の灰白色粘土は両端に錐面を有する水晶の微結晶と共生し、単なる地下循環水によつて生じたものではなく、断層に沿つて作用した熱水変質によるものであると考えられる。この粘土鉱物は 25.2Å の反射を示し、X 線の性質、加熱変化、化学成分等よりカリウム雲母粘土鉱物とモンモリロン石とのほぼ 1:1 の規則的混合層鉱物であり、セリサイト——モンモリロン石規則的混合層鉱物と呼ぶことが出来る。

新 刊 紹 介

Stillwater igneous complex, Montana. By H. H. Hess, 本書は著書が多年に亘つて研究した Stillwater complex の詳細な研究報告である。Introduction, Determinative methods, Mineralogy, East boulder plateau section, Bulk mineralogical and chemical composition of the Stillwater complex, Mineral-variation curves, Layering and its origin, Some quantitative aspects of Stillwater petrology, Complementary evidence from the Bushveld complex, Great dyke, and Skaergaard intrusion の 9 章からなり、最初に造岩鉱物の測定法、物理化学的性質、続いてフィールドの産状と岩石の顕微鏡的観察を記載し、次に成因論について述べている。本書は野外調査と室内実験の両者を結びつけた非常に秀れた研究であり、岩石学者の必読の論文であると信ずる。(Geol. Soc. Am. Memoir, 80, pp.225, 1960) (青木)

パイロルス鉱の加熱変化について*

Thermal study on some pyrolusites

岡田 広吉 (Kōkichi Okada)**

Abstract : Pyrolusites from some different localities in northeastern Japan were studied by means of X-ray powder method and D.T.A.. The $d_{(100)}$ value of X-ray powder pattern is 3.118~3.140 Å, and their $d_{(110)}$ and intensities are showed by linear relation. Peak temperature of D.T.A. is from 620°C to 680°C, $d_{(110)}$ is small as peak temperature rise, and amplitude of D.T.A. is large as peak temperature rise. Intensities of X-ray pattern and amplitudes of D.T.A. of mixed samples of pyrolusite and quartzs, are proportional to each mineral ratios. Two types of pyrolusite were given from D.T.A. curves.

1. 緒 言

パイロルス鉱は二酸化マンガン鉱の中で最も普遍的に産出し、鉱物学的見地のみならず、電気化学的な応用研究が広く行なわれた鉱物の1つである。今、これらのパイロルス鉱に関する多くの研究論文の中から、特にX線廻折線とD.T.A.曲線に限定してデータを詳細に検討すると、X線廻折線は面間距離と比較強度に、D.T.A.曲線はピーク温度、型等にそれぞれ相当な差違のあることが見出される。この相違の原因は実験試料、装置、条件、測定誤差等に基づくことも当然であろうが、さらにパイロルス鉱の酸化度、結晶度等の影響が大きな要因となつてゐることが予想される。

よつて、パイロルス鉱のX線廻折線とD.T.A.曲線に見られる相違を、代表的な産状を示す試料を用いて検討し、興味ある結果を得たので報告する。

2. 実験試料

東北地方におけるパイロルス鉱の産状は、古期堆積岩中のマンガン鉱床の酸化帯に産するもの（以下古期試料と略称）と第二紀層中のマンガン鉱床に産するもの（以下新时期試料と略称）に大別される。実験試料は産状の相違による比較も行う目的で、前者には岩手県高松鉱山¹⁾、同豊口鉱山²⁾、同熊ノ沢鉱山¹⁾、後者には青森県南段鉱山³⁾、秋田県白岩鉱山産パイロルス鉱を使用した。

* 選鉱製錬研究所報告 第324号

** 東北大学選鉱製錬研究所

1) 南部松夫、北上山地の二・三のマンガン鉱床調査報告（岩手県）、8~13, 32~36, 1958.

2) 南部松夫、北上山地の二・三のマンガン鉱床の鉱石について（岩手県）、29~31, 1959.

3) 南部松夫、岡田広吉、桜井欽一、選研彙、15, 77~86, 1959.

実験試料は先づ肉眼的に塊状¹⁾、均質の部分を精選し、さらにX線粉末写真で不純物が混入していないことを確認した。この何れの試料もX線粉末写真では全く同一で区別できないが、試料の外観的特徴には多少の相違があった。すなわち、南股、白岩、熊ノ沢試料は漆黒色で容易に粉化することができ、高松、豊口A試料は堅硬で粉末は多少褐色味を帯びた黒色を呈し、豊口B試料は帯褐黒色土状である。

3. 実験方法

実験はパイロルース鉱のX線廻折線の面間距離と比較強度、D. T. A. 曲線のピーク温度、振幅を正確に求めるために次の方法によつた。

X線廻折線の測定にはガイガーフレックスを使用し、パイロルース鉱の(110)の面間距離を精密に測定し、比較強度は南股B試料の強度を基準とした値をもつて示した。面間距離の測定に(110)の廻折線を用いたのは、パイロルース鉱の最強廻折線で、しかも従来の測定値が最も変化に富み、さらに人工混合物として石英を使用した場合に相互の廻折線が干渉しない位置にあること等の理由による。ガイガーフレックスの使用条件は、対陰極：Fe、フィルター：Mn、時定数：8、計数率：16、スリット：1°, 1°, 0.4mm、走査速度：1/2°/min、チャート速度：2cm/minである。

D. T. A. は-200 meshの粒度で0.5gの試料を用い、10°C/minの昇温率で行つた。パイロルース鉱のD. T. A. 曲線には1,000°Cまでに2回の顕著な吸熱ピークが存在するが、本実験では600°C~700°Cの吸熱ピークを研究対照とし、ピークの温度と振幅を観測した。ここに示すD. T. A. のピークの高さ(以下簡単のためにピークの高さと記す)は便宜的に南股B試料の振幅を基準とした値で表現した。

次に混合物がパイロルース鉱のX線廻折線とD. T. A. 曲線に及ぼす影響を検討するために、南股B試料と福島県石川町産石英を種々の割合に混合して、前と同様の実験を行つた。

4. 実験結果

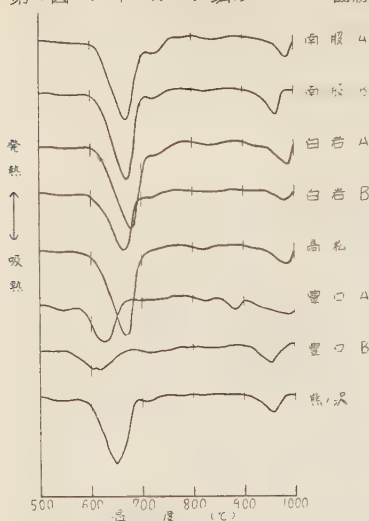
実験結果を第1表、D. T. A. 曲線を第1図に掲げる。面間距離と比較強度並びにピークの高さとの関係を第2図、ピーク温度とピークの高さとの関係を第3図に示す。

第1表 パイロルース鉱のX線廻折、D. T. A. の結果

試 料			X 線 廻 折 線		D. T. A.	
番 号	産 地		$d_{(110)}$ (Å)	I	ピーク温度 (°C)	ピークの高 さ
1	南 股	A	3.123	86	670	86
2	"	B	3.125	100	670	100
3	白 岩	A	3.125	76	680	95
4	"	B	3.118	103	665	75
5	高 松		3.129	66	670	100
6	豊 口	A	3.140	25	630	40
7	"	B	3.134	2	620	22
8	熊 ノ 沢		3.134	53	650	78

1) 実験試料を塊状鉱から選択した理由は、パイロルース鉱がしばしば水マンガン鉱結晶の仮像をなしている例が多いことによる。

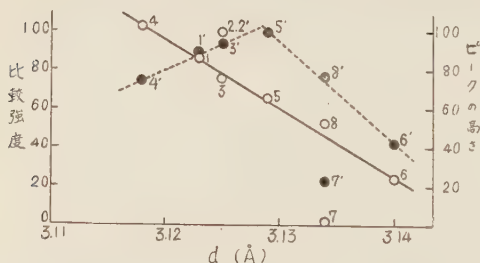
第1図 パイロルース鉱のD. T. A. 曲線



これに反し、試料の産状によつて相反する関係を示している。ピーク温度と高さの関係はピーク温度の上昇で高さが増加する直線的関係が認められ、新时期試料は概してピー

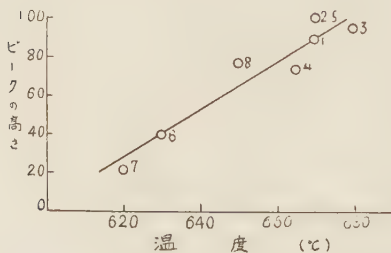
A. X線延折線 面間距離は 3.118 \AA (白岩B) $\sim 3.140 \text{ \AA}$ (豊口A) の間で変化し、面間距離と比較強度との間にはほぼ直線的関係が認められる。又古期試料は面間距離が大きく比較強度は小であるが新时期試料は全く反対である。従つて、本実験試料だけに限定すると面間距離と比較強度の関係から産状の区分ができる。

B. D. T. A. 曲線 南炭、白岩試料はB型、他はA型に属し¹⁾、ピーク温度は $620^\circ\text{C} \sim 680^\circ\text{C}$ の範囲である。またD. T. A. によつて豊口A試料にはクリプトメレーン鉱 (880°C の吸熱ピーク)²⁾、同B試料にはγ型ラムスデル鉱 (605°C の吸熱ピーク)²⁾ を含有していることが明らかにされた。面間距離とピークの高さの関係は、古期試料は面間距離の減少でピークの高さは増加するが新时期試料は



第2図

パイロルース鉱の面間距離と比較強度、D. T. A. のピークの高さとの関係 (白丸、実線: 比較強度, 黒丸、破線: D. T. A. のピークの高さ, 番号: 試料番号)



第3図

パイロルース鉱のD. T. A. におけるピーク温度とピークの高さとの関係 (番号: 試料番号)

1) D. T. A. 曲線の型の分類については後述する。

2) 岡田広吉, 岩鉱, **44**, 23~33, 1960, **43**, 229~238, 1959.

ク温度が高く、古期試料は低い傾向がある。ピーク温度の低下によってピークの高さが減少することは、既に 針谷宥¹⁾ が北海道目津府鉾山産パイロルース鉾について実験的に証明している。

C. 実験結果の考察 本実験試料の面間距離は $3.118 \text{ \AA} \sim 3.140 \text{ \AA}$ の間で変化し、(110)の面間距離の大小によって産状の区分が可能であることが判明した。また、面間距離は比較強度およびピークの高さとも密接な関係を有し、比較強度は面間距離と直線的な関係を示し、ピークの高さと面間距離は産状によって相反する傾向が明瞭である。ピーク温度は面間距離に影響され、面間距離の減少でピーク温度は上昇することが認められた。

以上の関係はパイロルース鉾の酸化度、結晶度等の高低を忠実に反映した結果と考えられ、また産状による相違はパイロルース鉾の酸化度、結晶度が生成環境に対して鋭敏であったと推察される。たゞし、第2図に示された豊口 B 試料のように、本実験の一般的傾向と多少異なる場合もある。

しかしながら、上述の傾向は実験個数が少いから、さらに多くの試料を同一実験条件で詳細に吟味する必要がある。なお、パイロルース鉾の (110) の面間距離は $3.09 \text{ \AA} \sim 3.17 \text{ \AA}$ 、D. T. A. のピーク温度は $600^\circ\text{C} \sim 700^\circ\text{C}$ の測定値が報告されている。

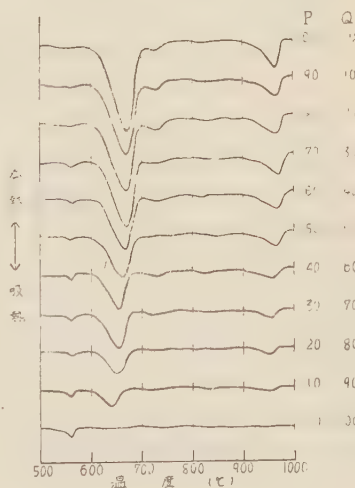
5. X線廻折線と D. T. A. 曲線に及ぼす混合物の影響

パイロルース鉾の D. T. A. において、混合物の量比が D. T. A. 曲線に与える影響についてはパイロルース鉾と γ 型ラムスデル鉾あるいはクリプトメレーン鉾との人工混合試料について検討し、その結果は既に報告した²⁾。今回は混合物として石英を用い、混合量比によるパイロルース鉾の面間距離と比較強度、D. T. A. のピーク温度と高さ等の変化を検討した。

D. T. A. の結果を第4図、混合量比と比較強度・ピークの高さの関係を第5図、またピーク温度と混合量比、高さとの関係を第6図に示す。混合物の添加によるパイロルース鉾の面間距離の変化は殆ど認められないが、比較強度とピークの高さは混合量に比例して増減し、ピーク温度は 60% まで変化がないが、50~10% で 30°C 低下する。

このように特定のパイロルース鉾については、比較強度、ピークの高さを測定することによって、パイロルース鉾の混合量比を定量的に知ることは可能である。しかしながら、前項の実験結果によ

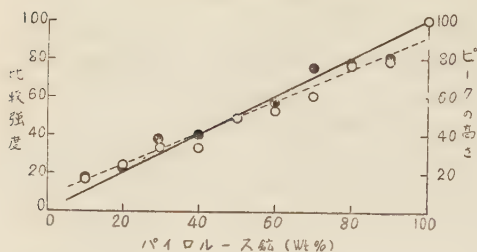
第4図 パイロルース鉾-石英人工混合物の D. T. A. 曲線 (P: パイロルース鉾, Q: 石英)



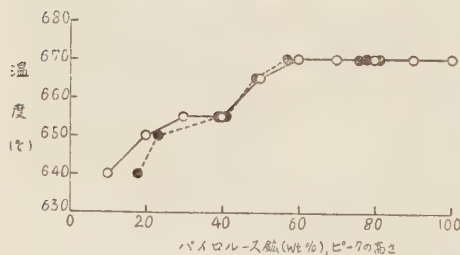
1) 針谷 宥, 鉾物, **3**, 565~591, 1958.

2) 岡田広吉, 前出, 1959, 1960.

第5図 バイロルース鉱の混合量比と比較強度、ピークの高さとの関係 (白丸, 破線: 比較強度, 黒丸, 実線: ピークの高さ)



第6図 バイロルース鉱 + 石英の D. T. A. 曲線におけるピーク温度と混合量比, ピークの高さとの関係 (白丸, 実線: バイロルース鉱の混合量比, 黒丸, 破線: ピークの高さ)



してB型に属し, 他はA型である。

A型の吸熱反応が終了した温度における X 線廻折線はピクスビ鉱であつて, この吸熱反応によつてパイロルース鉱は完全にピクスビ鉱へ移行したことを示している。

B型の副ピークの反応については未だ明らかにされていないので, 南設 A 試料を用いて副ピークの熱反応を検討した。しかしながら, 副ピーク前後の 710°C および 800°C まで加熱した試料の X 線廻折線は両者ともに全く同一でピクスビ鉱に一致した。他方, 加熱後の試料の色は 710°C では黒色, 800°C では灰褐色を帯びた黒色であることから, 両者の間には鉱物組成の微妙な変化があつたことが推定される。

本実験ではパイロルース鉱の D. T. A. 曲線の B型を特徴づける副ピークの原因を明らかにし得なかつたが, パイロルース鉱の D. T. A. 曲線には A, B の 2 型があることは明瞭であるので, 両型の出現する理由を産状に関連させて考究する予定である。

と, パイロルース鉱は試料毎に面間距離, 比較強度, D. T. A. のピーク温度, 高さ等に相当広い範囲があるから, 不特定試料の測定値から直ちにパイロルース鉱の混合量比を推定することは困難である。

6. パイロルース鉱の D. T. A. 曲線について

パイロルース鉱の D. T. A. 曲線は 1,000°C まで 2 回の脱酸素反応 ($\text{MnO}_2 \rightarrow \text{Mn}_2\text{O}_3 + \text{O}$; 600°C~700°C, $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mn}_3\text{O}_4 + \text{O}$; 900°C~1,000°C) に由来する著しい吸熱ピークを示すものが普通であるが¹⁾, 少数の例²⁾では第 1 回の吸熱ピークの後に小さい副ピークを附随しているのを特徴としていることもある。前者をパイロルース鉱の D. T. A. 曲線の A 型, 後者を B 型と仮称する。本実験結果においても南設, 白岩試料は 720°C~730°C に副ピークを有

1) 例えば南部松夫, 岡田広吉, 桜井欽一, 前出, 1959.

2) 鶴飼保郎, 西村新一, 前田喬, 鉱物, 2, 431~446, 1956.

7. 総 括

パイロルース鉱の X 線廻折線と D. T. A. 曲線を、数産地の試料を用いて詳細に検討し、次の結果を得た。

(1) X 線廻折線の (110) の面間距離は $3.118\text{Å} \sim 3.140\text{Å}$ の間にあつて、比較強度は面間距離の減少とともに大となり、両者の間には直線的関係が認められる。また古期試料の面間距離は大きく、新期試料は小さい傾向があり、面間距離によつて産状が区分できる。

(2) D. T. A. のピーク温度は $620^{\circ}\text{C} \sim 680^{\circ}\text{C}$ の範囲にあり、新期試料は高く、古期試料は概して低い。従つて面間距離とピーク温度との間にも直線的関係が認められ、またピークの高さとピーク温度の関係も同様である。

(3) この面間距離、比較強度、D. T. A. のピーク温度、高さ等の変化は試料の産状を反映した値を示し、パイロルース鉱の酸化度、結晶度等の高低によるものと推察される。

(4) 混合物の量比が X 線廻折線、D. T. A. 曲線に及ぼす影響は、面間距離は変化しないが、比較強度、D. T. A. のピークの高さは混合量に比例して増減し、ピーク温度は 50% 以上の混合で低下する。従つて、特定のパイロルース鉱については比較強度、ピークの高さから混合量比を決定することは可能であるが、比較強度、ピークの高さは試料毎に相当の範囲があるので一般には困難である。

(5) パイロルース鉱の D. T. A. 曲線には A, B の 2 型がある。B 型は第 1 回の吸熱ピークの後に副ピークを有するものであるが、本実験ではこの副ピークの原因を明らかにし得なかつた。

本研究を発表するに当り、終始御指導、御鞭撻を賜つた東北大学理学部竹内常彦教授、同選鉱製錬研究所南部松夫助教授に深甚なる感謝の意を表する。なお、本実験試料は南部松夫助教授の採集された標本中から使用させて頂いた。標本の使用を快諾され、かつ産状の御教示と実験上のいろいろな御助言を下さつた南部松夫助教授に改めて感謝する。

新 刊 紹 介

コロラド州 Hyatt Ranch ペグマタイト By. M. M. Gilkey Be 資源開発の目的で米国 Bureau of Mines で新にボーリング調査を行い、ペグマタイトの規模、構造、緑柱石の分布、品位、選鉱法等をしらべたものである。このペグマタイトは黒雲母花崗岩中にレンズ状をなして胚胎し、時代は共に Precambrian である。東北方に延びて長さは 365 feet、最大巾は 70 feet、地表からの深さは 200 feet に達する。外部から wall zone、外部中間帯、内部中間帯、中心部の 4 帯に分けられる。緑柱石は wall zone および内部中間帯に存在し、特に後者では径 1 inch \sim 1 foot の大晶をなし、約 3% 存在する。このペグマタイトは 1936 年開発され現在までに緑柱石 50 ton、白雲母 30 ton、長石 200 ton 産出した。(Rep. Invest., 5643, U. S. Bureau of Mines, 1 \sim 15, 1960) [長谷川]

北海道室蘭産灰長石及びその母岩の化学成分

Chemical compositions of anorthite and its mother rock
occurring near Muroran, Hokkaido

佐藤 文 男 (Fumio Sato)*

香川 義 郎 (Yoshio Kagawa)*

Abstract : Large plagioclase and basic andesite containing it were chemically analyzed. Plagioclase proved to be anorthite of $An_{93.4}$ composition. Its mother rock is not comparatively high in Al_2O_3 composition and it contains labradrite phenocrysts together with anorthite large crystals.

1. ま え が き

室蘭市本輪西町の西方，崎守町附近より黄金までの海岸に沿うて室蘭岳の黄金泥流¹⁾が分布している。筆者等は数年前にこの泥流中の玄武岩質安山岩の径数米に及ぶ大塊に含まれた灰長石大晶及びその母岩の化学分析を行つた。火山岩中に含まれた灰長石大晶や火山噴火の際抛出される灰長石結晶礫は富士，那須，千島火山帯及びそれらに沿う新第三紀火山岩地域に限られて産出し，日本の他地域においても，又外国においても殆んど発見されていない岩石学的に興味あるものとされているが²⁾，その成因については種々の議論がある³⁾。筆者等はここに新たな一資料を報告し，今後の成因考察にも何等かの参考になれば幸と思うものである。

2. 灰長石の化学成分

灰長石は最大 1cm の卓状或いは柱状を示し，何れも新鮮であり，顕微鏡下に於ては累帯構造は殆んど認められないが，最外部は不明瞭な周縁帯に囲まれている。双晶はアルバイト式聚片双晶が顕著である外，カルルスバッド式双晶が認められ，又包裹物は存しない。ユニバーサル・ステージによる測定では An_{98} の成分を示し，周縁帯は測定できなかったが，内部よりも遙かに Ab 成分に富むものである。本長石を化学分析した結果及びこれより算出したノルム斜長石の分子百分比は第 1 表に示す如くである。

* 室蘭工業大学鉱山工学科応用地質学教室

1) 村山正郎，上村不二雄，5 万分の 1 地質図幅説明書「西紋別」1955.

2) Ishikawa T., Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., **7**, 339~354, 1951.

3) 津井敏祐，門倉三能，地球，**7**, 378~386, 1927; 津井敏祐，地球，**7**, 440~448, 1927; 坪井誠太郎，Jour. Coll. Sci. Tokyo Univ., **43**, Art 6, 1~146, 1920; 原田準平，火山，**2**, 327~349, 1936; 勝井義雄，地質，**61**, 481~495, 1955; 太田良平，岩鉱，**42**, 104~114, 191~202, 1958; 河野義礼，青木謙一郎，岩鉱，**43**, 275~281, 1959.

第 1 表 灰長石の化学成分

成 分	Wt %	mol %	
SiO ₂	44.03	Or	0.40
Al ₂ O ₃	35.96	Ab	3.68
Fe ₂ O ₃	0.41	An	93.36
CaO	18.49	Cg	2.56
Na ₂ O	1.04		
K ₂ O	0.07		
H ₂ O(±)	0.40		
Total	100.40		

第 2 表 灰長石母岩の化学成分

成 分	Wt. %	Niggli's value	
SiO ₂	52.38	<i>si</i>	129
TiO ₂	0.28	<i>al</i>	24.5
Al ₂ O ₃	16.56	<i>fm</i>	41.5
Fe ₂ O ₃	3.90	<i>c</i>	27
FeO	8.18	<i>alk</i>	7
MnO	0.44	<i>k</i>	0.09
MgO	4.48	<i>mg</i>	0.4
CaO	10.26	<i>ti</i>	0.6
Na ₂ O	2.60	<i>qz</i>	1.0
K ₂ O	0.38	<i>al-alk</i>	17.5
P ₂ O ₅	0.12		
H ₂ O(±)	0.70		
Total	100.28		

原田準平¹⁾は Philipsborn の理論値と比較して、本邦灰長石が SiO₂ 及び Al₂O₃ 少く、CaO 及び Na₂O に稍々富むことに留意したが、本灰長石もこの特性を示し、Cg は 2.56 を示す。

3. 灰長石母岩の化学成分

灰長石を斑晶として含む火山岩は灰黒色緻密にして、斜長石及び輝石の内眼的斑晶が著しい。鏡下では累帯構造のない最大 1cm の大形の灰長石と、累帯構造の著しい稍々小形の斜長石斑晶が認められ、後者はユニバーサル・ステージによる測定では An₅₀ ~ An₇₀ の曹灰長石成分を示している。

輝石類には普通輝石と紫蘇輝石があり、最大 0.6mm の短柱状を示し、前者は淡緑色

で、屢双晶を示し、後者は淡緑色から淡紅色の多色性が著しい。

石英は An₅₀₋₅₅ の短冊状斜長石と粒状普通輝石及び紫蘇輝石よりなる間粒構造を示し、少量のガラスを介在している。

本岩を化学分析した結果及びそれより算出したニグリ値は第 2 表に示す如くである。鉍物成分及び化学成分より本岩は玄武岩質紫蘇輝石・普通輝石安山岩にして、紫蘇輝石岩系に属するものであるが、三宅島 1940 年抛山の礫岩玄武岩質火山礫の化学成分²⁾に稍々似ている。三宅島火山礫は灰長石結晶礫と同時に抛出されたものであるが、無斑晶に近く Al₂O₃ は灰長石斑晶を含む荷葉岳、高倉山、三滝等のものよりも低い。本岩は灰長石斑晶を含有しながら Al₂O₃ が比較的低く、ニグリ値の *si* 129 に対応する *al-alk* は 17.5 を示し、本邦の平均的傾向よりも稍々低い。石川俊夫³⁾は灰長石大晶が *al-alk* 値の世界的にも高い火山岩の噴出する地域に産し、岩石区の問題として意義のあるものであることを述べているが、今後筆者等は灰長石大晶を含む種々の母岩について、化学成分並に鉍物成分の上より検討し、灰長石大晶の成因を考察したいと思つている。

擧筆するに当り、本稿は種々助言を戴いた北海道大学 石川俊夫教授に謝意を表するものである。

1) 原田準平, 前出, 1936.

2) 河野義礼, 青木謙一郎, 前出, 1959.

3) Ishikawa T., 前出, 1951.

肥薩火山区安山岩中の晶洞鉱物

Druse minerals in andesites from Hisatsu volcanic area

山 本 敬 (Takashi Yamamoto)*

1. は し が き

本邦火山岩の晶洞から、鱗珪石やクリストバル石その他の晶洞鉱物をしばしば産出することはすでによく知られている所であり、これらに関する研究も数多くなされている¹⁾。筆者が多年研究中の熊本、鹿児島及び宮崎の三県に跨る新第三紀火山区域の「肥薩火山区」の岩石は主として輝石安山岩および含角閃石輝石安山岩類であるが、同区域内に分布する多数の熔岩の晶洞には上述の鉱物をしばしば産出する。特に鱗珪石およびクリストバル石は極めて普遍的であり、時には既に筆者が報告²⁾した如き直径 10 mm に達する鱗珪石の巨晶を産出することがある。本論文では主として肥薩火山区安山岩中の晶洞鉱物とその現出状態並びに光学的性質について簡単に記載する。

2. 晶洞鉱物と母岩

本火山区安山岩中に産する晶洞鉱物には鱗珪石、クリストバル石、金雲母乃至金雲母質黒雲母、バーガス石が認められる。

これらの晶洞鉱物を最も普通に産出する母岩は比較的酸性の熔岩で、中性の熔岩は勿論、かなり塩基性のものにも認められ、とくに鱗珪石およびクリストバル石は殆んど大部分の熔岩の晶洞に産出する。本区域内の晶洞鉱物と母岩は第 1 表の如くである。

これらを産出する晶洞には、安山岩中の不規則な空隙、流理面に沿う裂罅および杏仁状孔隙、母岩と捕獲岩との接触面に生じている孔隙又は多孔質な岩石に分布するパッチ状空隙などの種類がある。

晶洞鉱物は 1 種が単独に産出することは稀で、殆んど常に 2 乃至 3 種以上が伴う。以下各鉱物について記載する。

鱗珪石 鱗珪石は晶洞鉱物として最も普通に又多量に認められ、直径 1~8 mm の六角板状又は鱗片状をなして産出する。本鉱物を含む熔岩は第 1 表に示した様に非常に多い。

* 九州工業大学鉱山学教室

1) 吉木文平, 斎藤報恩会研報, **15**, 161, 1932; 岩鉱, **8**, 18~28, 61~69, 1932; 坪井誠太郎, 久野 久, 火山, **1**, 34~37, 1932; 久野 久, 地質, **41**, 747, 1934; 大橋良一, 地質, **42**, 105, 1935; 本多共之, 岩鉱, **15**, 225, 1936; 犬塚英夫, 地質, **47**, 306~309, 367~375, 1940; 岩鉱, **26**, 121~126, 200~205, 281~287, 1941; **29**, 62~72, 1943; **30**, 181~186, 1943; 太田良平, 岩鉱, **42**, 207~215, 1958; **43**, 64~72, 1959; 久野 久, 地質, **47**, 347~351, 1940; 山本 敬, 九工大研報, **4**, 56~66, 1954.

2) 山本 敬, 九工大研報 **4**, 56~66, 1954.

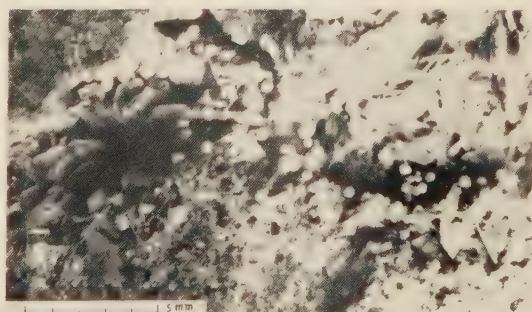
第 1 表 晶 洞 鉱 物 と 母 岩

晶 洞 鉱 物	母 岩	産 地
Tr, Cr, Bi	含紫蘇輝石, 角閃石安山岩	熊本県水俣市大崎及び 芦北町湯ノ浦
Tr, Cr, Pa, Bi	含角閃石, 普通輝石—紫蘇輝石安山岩 (仁王木熔岩)	水俣市仁王木
Tr, Cr	紫蘇輝石—普通輝石安山岩(出水熔岩)	水俣市湯出大川間
Cr	普通輝石—紫蘇輝石安山岩(愛宕山熔岩)	鹿児島県出水市愛宕山
Cr	含普通輝石—紫蘇輝石安山岩(芭蕉安山岩質岩脈)	出水市芭蕉
Tr, Cr	紫蘇輝石—普通輝石安山岩(大滝熔岩)	水俣市湯出
Tr, Cr, Pa, Bi	含角閃石—普通輝石—紫蘇輝石—石英粗面岩質安山岩(矢筈岳岩脈)	出水市矢筈岳西方肩
Tr, Cr	紫蘇輝石—普通輝石—玻璃質安山岩(五女木後期熔岩)	大口市山野五女木
Tr, Cr, Bi	含角閃石, 紫蘇輝石—普通輝石安山岩(山野熔岩)	大口市山野十曾
Tr, Cr	紫蘇輝石—普通輝石安山岩(十曾山熔岩)	大口市十曾山頂
Tr, Cr, Bi, Pa	紫蘇輝石—普通輝石安山岩(人吉—鏡山熔岩)	人吉市木地屋

Tr : 鱗珪石, Cr : クリソバル石, Pa : パーガス石, Bi : 金雲母乃至金雲母質黒雲母

が, そのなかで仁王木熔岩(含角閃石, 普通輝石—紫蘇輝石安山岩)には既報の如く稀に直径 10 mm に達する乳白色六角板状の美晶をなし(第 1 図), その他の熔岩においても直径 5 mm 以下の結晶は少ない。水俣市市渡瀬附近その他に火山岩頸状をなして露出する含紫蘇輝石—角閃石安山岩, 水俣市大崎の含紫蘇輝石—角閃石安山岩および湯ノ浦の普通輝石—紫蘇輝石

第 1 図 鱗珪石, 球状クリソバル石及びパーガス石



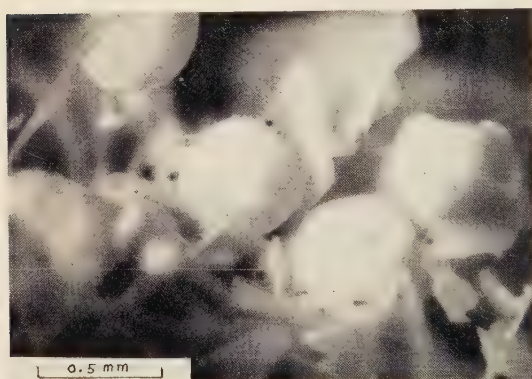
六角板状 : 鱗珪石, 球状 : 球状クリソバル石
針状 : パーガス石

—角閃石安山岩は何れも可成り多孔質の岩石であるが, それらの晶洞に直径 1~2 mm の鱗片状結晶を簇生している。鏡下の観察によれば, 楔状双晶を示すものが多く認められる。本地域産鱗珪石の光学的性質は次の如くである。

$$\alpha = 1.472 \sim 1.478, \gamma = 1.476 \sim 1.84, 2V(+) = 72^\circ \sim 83^\circ$$

クリストバル石 クリストバル石は晶洞鉱物としてしばしば鱗珪石を伴い、それについて多く産出する。熔岩中の不規則な形を示す空隙には鱗珪石のみ又は鱗珪石とクリストバル石を共生するが、杏仁状の孔隙の壁面にはクリストバル石のみを単独に産出する傾向が見られる。本鉱物は乳白色、直径 0.1~1.5 mm、稀には 2 mm に達する八面体の結晶を示すことがあるが、多くは微小粒状である。本鉱物をよく産出する熔岩は第 1 表に示した如く、塩基性、中性および酸性岩に及ぶがそのうち酸性岩に非常に多い。前述した鱗珪石の巨晶を産する含角閃石、紫蘇輝石—普通輝石安山岩（仁王木熔岩）中には直径 2 mm に達するクリストバル石の美晶が認められる。

第 2 図 球状クリストバル石とパーガス石



$$n_m = 1.482 \sim 1.486$$

次に非常に興味深いのは、前記熔岩および人吉市木地屋附近の紫蘇輝石—普通輝石安山岩（人吉・鏡山熔岩）の晶洞に第 2 図のごとき直径 0.3~0.4 mm の乳白色中空、球状のクリストバル石が認められることである。これは鱗珪石および後述のパーガス石と共生するが、しばしば前者の結晶面上に着生し、或は又第 2 図に示す如く恰も微細針状のパーガス石に貫かれるが如き外観を示す。鏡下に観察

すると、無色、中空、屋根瓦状又はモザイク状の集合体で、複屈折は微弱で $n_m = 1.484 \sim 1.488$ で結晶クリストバル石に比し僅かに屈折率が大きい。

パーガス石 本鉱物は鱗珪石やクリストバル石および金雲母乃至金雲母質黒雲母と伴って比較的酸性熔岩の晶洞に産出する。とくに前述の仁王木熔岩、人吉・鏡山熔岩のほか水俣市湯出南東に露出する含角閃石、普通輝石—紫蘇輝石—石英粗面岩質安山岩（湯出熔岩）および矢筈岳西側に岩脈をなして露出する上と同質の熔岩（矢筈岳岩脈）中に美晶が認められる（第 1 図および第 2 図）。

直径 0.05~0.2 mm 長さ 2 mm 稀には 3 mm に達する微針状の結晶で肉眼的に淡褐色、黄褐色ないし褐色を呈するが、一結晶体においてそれぞれが着生する基部は暗褐色で先端部は淡色を示すことがある。光学的性質を他地方産の主なパーガス石のそれとともに示すと第 2 表の如くである。表からわかるとおり本地域産のものは熊本・石神山産のもの¹⁾と類似するが、箱根火山²⁾および赤城火山産³⁾のものとは光軸角その他の値を可成

1) 松本幡郎, 岩鉱, 38, 26, 1954.

2) 久野 久, 地質, 47, 347~351, 1940.

3) 太田良平, 地調報, 151, 45, 1952.

第 2 表 パーガス石の光学的性質

	1	2	3	4
α		1.632~1.633	1.628~1.629	1.646
β	1.644~1.648	1.634~1.643	1.638~1.641	1.647
γ		1.650~1.651	1.652~1.654	1.658
2V(+)	63°~66°	63°~64°	71°~83°	82°~85°
c \wedge z	18°~20°	16°~17°	20°	
x	帯 淡 黄 褐 色	帯 黄 褐 色	淡 黄 色	帯 淡 緑 褐 色
y	帯 黄 褐 色	帯 青 緑 色	帯 黄 褐 色	淡 褐 色
z	褐 色	帯 緑 褐 色	帯 緑 黄 色	帯 淡 緑 褐 色

- 1 湯出熔岩、矢筈岳岩脈産 (Hornblende bearing augite-hypersthene quartz dacitic andesite)
- 2 石神山産 (Hornblende-augite-hypersthene andesite) (松本幡郎による)
- 3 箱根火山産 (Augite-hypersthene andesite) (久野久による)
- 4 赤城火山産 (Hypersthene-augite andesite) (太田良平による)

り異にする。これは恐らくそれらの化学成分の差に起因するものであろう。

前述の仁王木熔岩の晶洞に産するもので、第 1 図および第 2 図に見られる如くパーガス石が球状クリストバル石を貫くような現出状態を示すが、これを顕微鏡下に仔細に観察すると、その表面をクリストバル石が皮膜状に薄く被っているものが認められる。従つてパーガス石は球状クリストバル石よりも先に晶出したものである。

金雲母、金雲母質黒雲母 本鉱物は区域内では 鹿児島県大口市山野に露出する 含角閃石、紫蘇輝石—普通輝石安山岩 (山野熔岩) および既述の人吉・鏡山熔岩、矢筈岳岩脈その他の晶洞に前述した諸鉱物と伴ない、又は単独に産出する。光学的性質は $\beta=\gamma=1.570\sim1.576$, $2V(-)=1^\circ\sim4^\circ$, X =淡褐色, $Y-Z$ =暗褐色, これより金雲母乃至金雲母質黒雲母と決定される。

以上述べた晶洞鉱物の晶出は岩漿固結の末期において揮発性成分の逸散に引き続いて行われたものであるが、その晶出順序は鱗珪石、パーガス石、クリストバル石、金雲母乃至金雲母質黒雲母である。

3. 考 察

肥薩火山区熔岩類には全般的に岩石学的並に化学的に、マグマが珪質の堆積岩類を混成同化した影響が著しく認められる。岩石中に多くの捕獲岩を含み、その周囲に生じた晶洞や空隙には多量の晶洞鉱物がみられる。又混成作用によつてマグマ中に揮発性物質、珪酸、アルカリ等に富んだ不均質部が局部的に生じ、岩石が冷却固結する際に多孔質部や晶洞を生じ、そこにこれら多量の晶洞鉱物を生成したと考えられる。

終りに臨み本稿を御校閲頂いた松本唯一博士および河野義礼教授に深謝する。

日高幌満川流域の橄欖石斑糲岩・橄欖石ノーライト (I)

Olivine gabbro, olivine norite in the vicinity of
Horoman river in Southern Hidaka
metamorphic zone (I)

浅井 宏 (Hiroshi Asai)*

Abstract: Olivine gabbro, brown hornblende-olivine gabbro, melarthopyroxene-olivine gabbro, brown hornblende-olivine gabbro and olivine bearing-brown hornblende-clinopyroxene norite, which have the coarse idiomorphic or hypidiomorphic granular texture or sometimes have the coarse metablastic ophitic texture, occur in micro or medium grained granular basic rocks which are orthopyroxene-plagioclase-brown hornblende amphibolite, glomelo-porphyroblast-orthopyroxene-brown hornblende plagioclase rock, brown hornblende norite, brown hornblende-clinopyroxene norite and olivine porphyroblast-brown hornblende gabbro.

Judging from the careful observations in the field and under the microscope, the writer observes the facts that the phenomena of the concentration and the dispersion of brown hornblende occur in the country basic rocks or even in olivine gabbro and olivine norite, and that in these rocks the metablastic orthopyroxene or clinopyroxene or even olivine crystallize in the place of early crystallized unstable mafic minerals and that the phenomena of clouding, cleaning and basification of plagioclase occur in these rocks.

The progressive ultra-metamorphism which originates olivine gabbro or olivine norite, happens at the higher stage of metamorphism in this district.

1. ま え が き

日高幌満川流域及び其の近傍に大規模な露出を示す塩基性岩類がある。この中に橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトが塩基性岩の西側又は南側によつた部分に分布している。之等の岩石は、何れも変成岩、深成岩でいわゆる粗粒化の現象と密接な関連のある地域にレンズ状或は岩脈状になつて分布しているものである。上述の諸岩石の諸性状を記述し、二、三の考察を述べる。蓋し上記の橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトは一つの変成現象の一環としてその成因を考察した方が妥当で、変成現象と深成岩様の岩石の形成という重要な問題に一つの資料を提供するものと考えられるからである。記述に当つて御討論をし

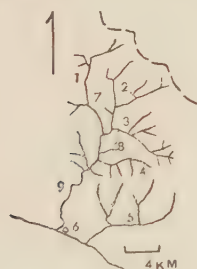
* 北海道学芸大学地学教室

て頂いた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両先生、北海道地下資源調査所斎藤昌之氏をはじめ日高変成帯を直接、間接に研究されている諸氏に厚く謝意を申述べる。又日頃御指導、御鞭撻を頂いている北海道大学鈴木醇、石川俊夫両先生に御礼申し上げる次第である。

研究に使用した一部の経費は、文部省自然科学研究費交付金、北海道地下資源調査所、開発庁、北海道科学研究交付金によつたもので、ここに明記して深甚の謝意を申述べる。

2. 分 布・産 状

日高幌満川流域並びに其の近傍には日高変成帯南端部の特徴として塩基性岩が大規模に分布する。その主なるものは1オピラルカオマッ塩基性岩、2ニカンベツ塩基性岩、3パンケトチキサップ川西側の帯状の塩基性岩である。1の岩体は、多数の覆瓦状構造の密集地域であるが、之の中最も西側によつた覆瓦に橄欖石斑縞岩、橄欖石ノーライトが分布している。即ち1の岩体の中ではオピラルカオマッ川下流とフチミ沢下流の両河川に挟まれる高地を中央にして略々南北又は北北西—南々東に細長く分布していて、この分布状態はオピラルカオマッ塩基性岩類の西又は西南側をとりかこむ黒雲母片麻岩、黒雲母片岩類と略々並走している。橄欖石斑縞岩、橄欖石ノーライトの北限はパンケトチキサップ川下流の通称石墨の沢付近迄で、南限はフチミ第二、同第三、同第四支流の上流に達していてオピラルカオマッ塩基性岩の西、西南側を取巻く変成岩類に接近する(第1図)。2のニカンベツ塩基性岩体の内部では何れも径数米又はそれ以下のレンズ状、



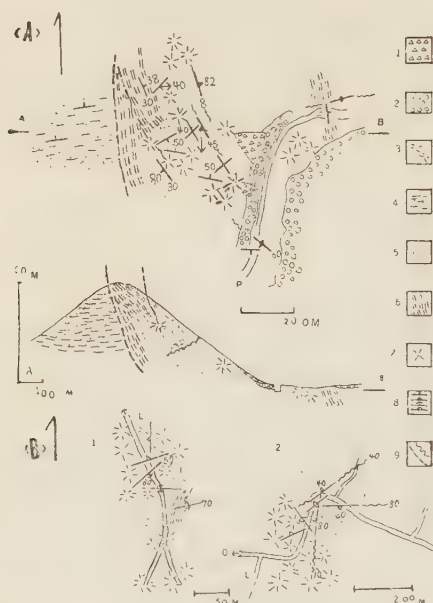
第1図 河川系統図

- | | |
|--------------|--------------|
| 1 パンケトチキサップ川 | 2 パンケトチキサップ川 |
| 3 オピラルカオマッ川 | 4 フチミ沢 |
| 5 ニカンベツ川 | 6 幌満 |
| 7 石墨の沢 | 8 無名沢 |
| 9 幌満川 | |

円球状の岩体となつている。3の塩基性岩体の中には未だ知られていない。以上の如き分布を示す、橄欖石斑縞岩、橄欖石ノーライトは同様の粒度の斑縞岩、ノーライトと共伴する傾向がある。ここに述べる橄欖石斑縞岩、橄欖石ノーライトの基盤と成つている塩基性岩類は細、中粒の褐色角閃石黒雲母岩、斜長石褐色角閃石角閃岩、部分的に準輝緑岩構造を有する褐色角閃石ノーライト等で何れも斜方輝石、單斜輝石、或は副輝石等の斑状変晶が加わつていることがある。橄欖石斑縞岩、橄欖石ノーライトの基盤となる上記の諸岩石は斜方輝石—斜長石片麻岩、縞状構造をもつていることがある。以上の岩石が西側を取巻く黒雲母片麻岩と接する部分では部分的に黒雲母斑縞岩又は粗粒な含石英ノーライト、黒雲母斑縞岩、斜方輝石閃緑岩等の岩石に成つていて、何れも細粒塩基性岩を包有し黒雲母斑縞岩と連続的に移行する。これは黒雲母斑縞岩の混成作用に密接な関係をもつて形成せられたものであることは既に詳述した¹⁾。

1) 浅井宏、岩鉞、44, 83~89, 1960, 岩鉞、44, 213~220, 1960.

第2図 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの産状



(A)…ベンケトチキサップ川支流
石曜の沢 (上図は平面図, 下図は
断面図), (B)…1 オビラルカオマ
ップ川の無名沢 (L), 2 オビラル
カオマップ (O), 1 崖錐堆積物,
2 段丘堆積物, 3 橄欖石斑輝岩,
橄欖石ノーライト, 4 斜長石—褐
色角閃石角閃岩と斜方輝石—斜長
石片麻岩と共伴する部分, 5 細,
中粒の褐色角閃石斜長石岩, グロ
メロ斑状変晶斜方輝石—褐色角閃
石斜長石岩, 部分的にオフィテッ
ク構造を示す角閃石ノーライト,
6 斜長石—褐色角閃石角閃岩, 斜
方輝石—斜長石—褐色角閃石角閃
岩, 7 石曜鉱床, 8 フォリエーシ
ョン剪断帯の片理, 優白質脈状岩
の方向, 節理, 9 比較的小さい剪
断帯比較的大きい剪断帯, P…ベ
ンケトチキサップ川

扱, 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの二, 三の産状を示す。第2図Aは, ベンケトチキサップ川石曜の沢のもので, 同図の西方 (図には示していない) には, 黒雲母片麻岩が $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$, $NE40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ を示し, その東側に同図の斜長石—褐色角閃石角閃岩と斜方輝石—斜長石片麻岩が共伴して黒雲母片麻岩に沿って分布し, 黒雲母片麻岩と片理が斜交し $N80^{\circ}E$, $N85^{\circ}$ 位の片理を示して見掛け上黒雲母片麻岩の上盤にあり, 更にその東側に第2図Aの如く圧縮帯を隔てて, 斜長石—褐色角閃石角閃岩, 斜方輝石—斜長石—褐色角閃石角閃岩等があり斜方輝石—斜長石片麻岩の細粒状或よブール状岩石が伴う。この斜長石—褐色角閃石角閃岩に挟んで, 細, 中粒の褐色角閃石斜長石岩, 或は斜方輝石のグロメロ斑状変晶をもつ褐色角閃石斜長石岩等の塊状の岩石が分布する。橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトはこの塊状岩の中にレンズ状, 或は不規則な形を示してできていて, 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトが優勢になると逆に塊状の細, 中粒の褐色角閃石斜長石岩等が包有された如くになってレンズ状の形を示す (第3図 1; 2, 3)。

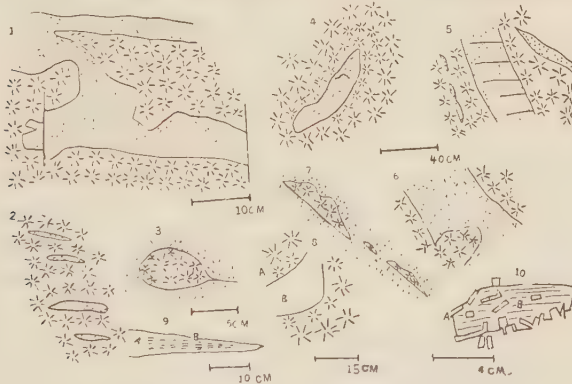
次に第2図B1にオビラルカオマップ川の下流の無名支流の産状を示す。この支流には橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトが多く分布し, 之の中に挟まって部分的に準輝緑岩構造を示す細, 中粒の褐色角閃石ノーライト, 斜長石—褐色角閃石角閃岩等が分布する。橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトも上記の諸岩石と $N50^{\circ}\sim 90^{\circ}E$, $SE80^{\circ}$ (又は) 直で巾数 cm 内外の優白質脈状岩が観察される。挟みとなる岩石のうち細, 中粒の褐色角閃石ノーライトは, 褐色角閃石の含まれる程度によつて巾数 10cm の紫色と灰色の縞目をもっており略々 $N30^{\circ}\sim 45^{\circ}E$ を示す。

次に第2図B2にオビラルカマップ川下流に見られる橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライ

トの産状を示す。図の東半部は中粒の褐色角閃石斜長石岩を主とし、夫にこの岩石の圧砕岩が分布する。橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトも著しく圧砕を受けており、褐色角閃石斜長石岩との境界部は圧砕帯と成っている。更に第2図B1, 同図B2の近傍の橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトの二、三の産状を第3図4, 5, 6, 7に示す。細点部は単斜輝石ノーライト質の岩石で長いレンズ状(第3図4, 5)脈状(第3図5), 不規則な形で一方のみ平面をもつて接してプール状(第3図7)の産状を示す。細、中粒の褐色角閃石ノーライト質岩石等と橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトとの接触部は明瞭である。包有された如く成っている細、中粒岩は褐色角閃石が少くなり堅固で塩基性斜長石、輝石、橄欖石の斑状変晶が部分的に形成されている。又輝石、橄欖石斑状変晶のある部分は初期に緑泥石化の現象を観察することができる。

更に橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトの岩体の内部を観察すると、1.輝石類のモードの大小による緑黒色部と緑黒灰色部の数10cmの中をもつ縞状構造(多くはNE-SW, -E-WでSまたはNに傾斜する)を示しているもの。2.橄欖石ノーライトが著しく粗粒に成つて部分的に優白質ラブラドルタイトが見られるもの(第3図8)。3.細粒トロンエマイト質岩石が中心部にあり周辺部がカリ長石を含む優白質脈状岩(第3図9)となり、橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトの圧砕面(N40°W, NE40°)に沿つて観察されるもの。

第3図 橄欖石斑糲岩、橄欖石ノーライトに伴う諸現象(平面図)



1, 2, 3...ペンケトチキサップ西向沢(通称石墨の沢)のもの、4, 5, 6, 7...オビラルカオマップ川、フチミ沢中間山地及びオビラルカオマップ下流のもの、1, 2, 3の細点部は細、中粒のグロメロ斑状変晶斜方輝石-褐色角閃石斜長石岩、4, 5, 6, 7の細点部は細、中粒の準輝緑岩構造-褐色角閃石ノーライト、褐色角閃石-単斜輝石ノーライト、橄欖石斑状変晶-褐色角閃石斑糲岩、ハッチ部は橄欖石斑糲岩及び橄欖石ノーライト、8, A...含橄欖石-褐色角閃石-単斜輝石ノーライト、B 曹灰長石岩、9, 細粒トロンエマイト質脈状岩、A...トロンエマイト質部、B 優白質部、10, 橄欖石ノーライト中の粗粒な斜方輝石のオフィテック構造、A...斜長石、B...斜方輝石

4 粗粒な橄欖石ノーライトの中に巾数 cm で枝状に分枝した形を示す含カリ長石優白質脈状岩。5 巨晶斜方輝石の準オフィット構造のみられるもの(第3図10)が観察される。

以上に詳述した橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトの分布、産状から之等の岩石は橄欖石、輝石の斑状変晶を有する細、中粒の褐色角閃石斜長石岩、褐色角閃石ノーライト等の形成される条件が優勢に成つて、この中に形成せられたものであり、然も幌満地区では比較的西側によつた覆瓦を形成する塩基性岩中に存在する。而して種々の岩相に分れていて、カリ長石を含む優白岩及び塩基性優白岩を伴っている。

3. 岩 質

以上に述べた分布・産状をもとにして、A 橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトの周囲又はこれに伴う細、中粒塩基性岩の性状、B 橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトの性状、C 橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトに伴う優白質岩石の性状に分けて考察する。

A 橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトの周囲又は之に伴う細、中粒塩基性岩の性状

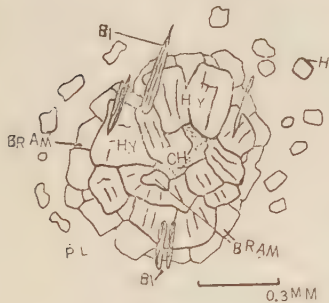
1 斜方輝石—斜長石褐色角閃石角閃岩 本岩は片理の強い中粒の岩石で橄欖石斑禰岩、橄欖石ノーライトに直接に接するものが少い。片状構造が著しい。褐色角閃石 (62.4%)、斜長石 (31.4%)、単斜輝石、斜方輝石 (3.2%)、磁硫鉄鈹、黄銅鈹、フェライト (3.0%) より成る。

褐色角閃石：X…灰褐色、Y…褐色、Z…濃褐色、 $c\wedge Z \sim 18^\circ$ 、 $(-)2V \sim 82^\circ, 85^\circ$ を示す。 $n_2 \sim 1.665 \sim 1.672$ でその内部に著しく不透明鉱物を包有する。斜長石：大型の斑状変晶斜長石は $An_{38}, An_{52}, An_{54}$ を示し小型の粒状斜長石は $An_{56}, An_{58}, An_{61}, An_{68}, An_{80}$ を示す。いづれも汚染され更に新鮮化し包有鉱物が粒状化する傾向がある。斜方輝石：X, Y, Z…ほとんど無色又は淡黄色、多色性なし。 $(-)2V \sim 58^\circ, 60^\circ, 64^\circ, 72^\circ$ 。 $n_2 \sim 1.692 \sim 1.710$ 。単斜輝石：X…灰色、Y…灰色、Z…帯緑青の灰色。 $c\wedge Z \sim 37^\circ$ 、 $(+)2V \sim 56^\circ$ 、 $n_2 \sim 1.690$ 、斜方輝石は、斜長石、褐色角閃石に包有されて粒状化しているものと粗粒な自形状を呈するものがある。単斜輝石は一般に褐色角閃石が消散してその部分に形成される場合が多い。単斜輝石の内部には粒状化して再結晶した褐色角閃石が認められる。磁硫鉄鈹、黄銅鈹、フェライト：何れも鱗片状で散点するが剪断面に濃集する傾向がある。

2 黒雲母—石英—斜方輝石—斜長石片麻岩 1 の岩石と共存しプール状になっているか又は部分的な縞状構造をつくっている。斜長石 (52.8%)、斜方輝石 (21.2%)、石英 (7.8%)、黒雲母 (10.4%)、磁硫鉄鈹、黄銅鈹、フェライト (7.8%) より成る。斜長石： $An_{33}, An_{36}, An_{45}, An_{38}, An_{52}, An_{54}$ を示し新鮮化して塩基性斜長石をつくる。又斜長石のモルタル構造が見られる。斜方輝石：X, Y, Z…ほとんど無色、淡黄色、 $(-)2V \sim 57^\circ, 65^\circ$ 、 $n_2 \sim 1.715$ 、多数の粒状化した黒雲母、不透明鉱物を包有する。石英：プール状に成つて分布し眼球状構造をつくる。黒雲母：X…淡黄色、Y = Z…赤褐色、 $\gamma \sim 1.630$ 、鱗片状、或は粒状化したものが多く斜長石、斜方輝石に包有される。磁硫鉄鈹、黄銅鈹、フェライト：他の造岩鉱物に包有されるか或は鉄苦土珪酸塩鉱物が不安定になつた部分に生じている。

3 斜方輝石のグロメロ斑状変晶をもつ褐色角閃石斜長石岩 灰褐色中粒の岩石で橄欖石斑禰岩に接して産する。斜長石 (43.6%)、褐色角閃石 (37.8%)、斜方輝石 (15.0%)、

磁硫鉄鉱, フェライト (1.9%), 黒雲母, 白雲母 (0.9%), 緑泥石 (0.8%) より成る。斜方輝石のグロメロ斑状変晶, 斜長石の斑状変晶が発達する。基質となる部分は, 半自形小粒の斜長石, 斜方輝石, 褐色角閃石の互にかみ合ったホルンフェルス構造を呈する。斜長石: 斑状変晶斜長石はいちじるしく撓曲し 基質の斜方輝石, 褐色角閃石, 不透明鉱物の粒状化したものを包有し乍ら 基質の斜方輝石, 褐色角閃石, 斜長石等を切つている。 $An_{38}, An_{40}, An_{66}$ を示している。基質にある小型の斜長石は An_{43}, An_{45} を示し更に小型の斜方輝石, 褐色角閃石, フェライトを包育する。褐色角閃石: X・淡黄褐色, Y・褐色, Z・濃褐色, $c \wedge Z \cdots 18^\circ \sim 22^\circ$, $(-) 2V \cdots 84^\circ \sim 88^\circ$, $n_2 \cdots 1.667 \sim 1.670$ 。斜方輝石: グロメロ斑状変晶の粗粒な斜方輝石と 基質の一部をつくつている粒状化した小型の斜方輝石が認められる。X, Y, Z・殆ど無色, $(-) 2V \cdots 52^\circ, 65^\circ, 69^\circ$ で $n_2 \cdots 1.693$ を示す。又緑泥石を伴うものがあり これを切つて斜方輝石が生成される。又 褐色角閃石を切るかその中に包みこんで生成されていて最後期に黒雲母で逆に切られている (第4図)。



第4図 グロメロ斑状変晶斜方輝石—褐色角閃石斜長石岩中の斜方輝石の性状

- BI……黒雲母
- HY……斜方輝石
- CH……緑泥石
- BRAM……褐色角閃石
- PL……斜長石

このようなことは明らかに グロメロ斑状変晶の粗粒な斜方輝石は, 褐色角閃石の存在した部分に緑泥石化作用が部分的におこり 更に斜方輝石が 後期に形成せられたものと考察される。(褐色角閃石の初期の緑泥石化は屢々本岩中で観察される。) 之の様な部分は後期の黒雲母が斑状変晶斜方輝石を切断していることは注目せられる。又之の様な部分は一般に褐色角閃石が濃集している。磁硫鉄鉱・フェライト: 比較的に分散して分布するが特に褐色角閃石の緑泥石化した部分に塵状になつて集つている。緑泥石: 淡緑色乃至はやゝ濃い青みを帯びた緑色で 磁硫鉄鉱, フェライトが 褐色角閃石の緑泥石化する際に残り, 斜方輝石がこゝで晶出している。以上の如き観察から 褐色角閃石ホルンフェルスの様な岩石ができ斜長石斑状変晶が出来て, 一方では 部分的に褐色角閃石の緑泥石化があり, そこに多くはグロメロ斑状変晶の斜方輝石が形成され, 続いて 黒雲母が晶出したものと考察される。磁硫鉄鉱, フェライトは 鉄苦土珪酸塩鉱物の消長と密接に関連して形成されたものである。

4 準輝緑岩構造を部分的にもつ褐色角閃石ノーライト, 同含黒雲母—褐色角閃石ノーライト この岩石は中粒又は細粒の準輝緑岩構造 又は 斜長石のクロスクリス構造を 示す灰褐色～茶褐色の岩石で斜方輝石の 準グロメロ斑状変晶の構造が 部分的に観察される。橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの中に稍大型の挟みとなつている岩石である。前者は斜方輝石 (34.4%), 褐色角閃石 (30.4%), 斜長石 (29.8%), 磁硫鉄鉱, フェライト, 褐

鉄鉱 (4.5%), 緑泥石 (0.9%) より成り、後者は斜長石 (49.1%), 斜方輝石 (42.3%), 磁硫鉄鉱, フェライト, 褐鉄鉱 (3.4%), 褐色角閃石 (2.5%), 黒雲母 (1.7%), 緑泥石 (1.0%) より成る。前者の斜方輝石は X, Y, Z…ほとんど無色, $(-)2V \cdots 60^\circ, 65^\circ, 68^\circ$ を示す。 $n_z \cdots 1.713$ で自形斜長石を包有する準オフィテック構造を示している。部分的に粒状化した褐色角閃石, フェライトを包みこむ。準グロメロ斑状構造を呈する斜方輝石は新鮮で明らかに緑泥石を包みこんでいる。後者の斜方輝石は, X, Y, Z…ほとんど無色, $(-)2V \cdots 68^\circ, 69^\circ, 72^\circ$ で $n_z \cdots 1.698$ を示す。褐色角閃石: 前者では X…黄色, Y…褐色, Z…濃褐色, $c \wedge Z \cdots 20^\circ$, $(-)2V \cdots 80^\circ \sim 85^\circ$, $n_z \cdots 1.666 \sim 1.671$ を示している。斜方輝石の中に粒状化して包みこまれるものがある。後者では X…淡黄色, Y…淡褐色, Z…褐色, $c \wedge Z \cdots 17^\circ$, $(-)2V \cdots 84^\circ \sim 86^\circ$ を示す。何れも褐色角閃石が不安定となり、斜方輝石を形成する傾向をもっている。斜長石: 前者では $An_{43}, An_{56}, An_{64}, An_{68}, An_{70}, An_{72}, An_{78}$ で後者では $An_{45}, An_{58}, An_{66}, An_{68}, An_{70}$ を示す。両者とも何れも著しく汚染し更に新鮮化し塩基性の斜長石に成っている。又1個の斜長石をとつてもその成分の分布は極めて不規則である。磁硫鉄鉱, フェライト, 褐鉄鉱: 鱗片状でその分布は現在見られる褐色角閃石, 斜方輝石の分布と無関係である。緑泥石: 淡緑色で粉状に分布する磁硫鉄鉱, フェライト, 褐鉄鉱と共に後期に形成されたものと斜方輝石の形成前に形成されているものとがある。黒雲母: 後者のみにあり微品である。

研究短報文

青森県尾崎鉱山産重晶石の格子恒数

Lattice constant of barite from Ozaki mine,
Aomori Prefecture

大森 啓一 (Keiichi Omori)*

1. 序

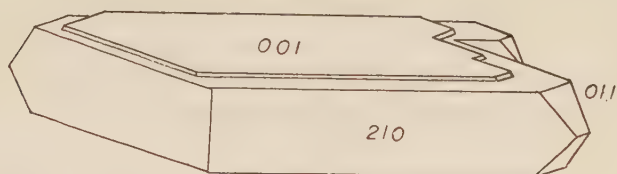
青森県南津軽郡平賀町尾崎鉱山を三井金属鉱業の山本謙吉氏が最近調査中、重晶石の美しい結晶を多数採集され、この一部を筆者に提示された。これらの結晶は晶洞内に産し、多くは粘土で表面が被われているため、結晶面の保存が良く、単結晶の大きなものは径 5cm に達し、何れも無色透明で、共生鉱物には閃亜鉛鉱、方鉛鉱等が見られる。

2. 結晶形

結晶は一般に (001) に板状を呈し、 $c(001)$, $m(210)$, $o(011)$ が発達している。又これらの単結晶が第1図に示した様に平行連晶をする場合もあり、この他に $d(102)$, $b(010)$ なども認められる。

*) 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

第 1 図



3. 格子 恒 数

次に結晶の一部を粉末にして Geigerflex で X 線粉末廻折曲線を作製した。X 線源には FeK α (フィルター Mn), 電圧 30 kV, 電流 5 mA を使用した。この結果, 得られた各曲線について網面間隔 d (Å) を求め, 又網面指数を付けると第 1 表のようになる。このうち, 比較強度 (I/I_0) の強い 4 つの線 002, 210, 211 及び 020 より, 単位格子恒数と軸率を求めると,

$$a_0 = 8.926 \text{ Å}, \quad b_0 = 5.452, \quad c_0 = 7.154$$

$$a_0 : b_0 : c_0 = 1.637 : 1 : 1.312$$

となり, この格子恒数から計算した Q (calc)¹⁾ を, 実測値の d から算出した Q (obs.) と比較すると, 第 1 表の様に比較的良く一致している。

第 1 表

d (Å)	I/I_0	hkl	Q (obs)	Q (calc)
4.336	7	011	0.053	0.053
3.906	5	111	0.066	0.066
3.577	48	002	0.078	0.078
3.439	100	210	0.085	0.084
3.320	10	102	0.091	0.091
3.099	18	211	0.104	0.103
2.830	7	112	0.125	0.124
2.726	11	020	0.135	0.135
2.118	10	113	0.223	0.222
2.103	11	401	0.226	0.220
1.789	7	004	0.313	0.313
1.761	6	313	0.322	0.322
1.673	6	114	0.357	0.359

尚比重の計算値 G (calc) = 4.45 は実測値 $G_4^{30} = 4.41$ よりやや大きい, これは大きな結晶 (重さ 79.38 gr) を用いて測定したために, 結晶の隙間に付着した気泡を完全に追い出すことが困難であつたことに基づくものと思われる。本産地の重晶石については記載が見られないので, こゝに簡単にこのような重晶石が産出したことを記しておく。

終に臨み, この重晶石の結晶を示された 山本謙吉氏に謝意を表する。尚 この研究費の一部には文部省科学研究費があてられた。

1) Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen, Bd. 2. 454, 1935.

三吉, 大谷, 鐘打鉱山産錫石の結晶形と格子定数

Crystal forms and lattice constants of cassiterites
from Miyoshi, Otani and Kaneuchi mines

芦田 佐吉 (Sakichi Ashida)*

Abstract: Miyoshi mine, Okayama Prefecture, Otani and Kaneuchi mine, Kyoto Prefecture are pneumatolitic tungsten deposits, in where cassiterite are found in quartz vein associated with wolframite, scheelite and arsenopyrite. Single crystals of cassiterite from Miyoshi mine consist of $s(111)$, $e(101)$, $a(100)$ and $m(110)$, and (101) and $ninelines$ twinning are also found. Prismatic crystals of cassiterite from Otani and Kaneuchi mine are $s(111)$, $z(231)$, sometimes $e(101)$ and narrow prismatic faces of $h(120)$ to $h(210)$, and (101) twinning are found. Unit cell constant of cassiterite from Miyoshi mine is a_0 4.740 Å, c_0 3.185, Otani mine is a_0 4.739 Å, c_0 3.186 and Kaneuchi mine is a_0 4.739 Å, c_0 3.186.

1. 緒 言

錫石はベグマタイト, 気成鉱床, 接触鉱床等に普通に産出する鉱物である。筆者は三吉, 大谷及び鐘打の三鉱山において錫石の産状を調査し, これらの結晶を採集することが出来たので, ここにこれら産状の特徴と結晶形及び X 線結晶性について述べることにする。

2. 産 状

三吉鉱山は岡山県倉敷市西坂原津にあり, 倉敷駅北方約 4km にあたる。数年前に岡山大学逸見助教授によつて砒銅ウラン石¹⁾が発見され有名になつた鉱山である。本鉱物は古生層及びそれを貫く黒雲母花崗岩中に分布するグライゼンを伴う石英脈中に産し, この鉱脈は主として NS~N 30°W の走向及び 50~80°NE の傾斜を持ち, 巾は 10~50 cm である。錫石は鉄マンガン重石, 硫砒鉄鉱と少量の黄銅鉱, 輝水鉛鉱, 閃亜鉛鉱, 螢石, 黄玉等と共生し, 1cm 以下の黒色の結晶として産出する。

大谷鉱山は京都府亀岡市鹿谷にあり, 錫石は両雲母花崗岩と古生層の接触部附近の花崗岩体中に分布する弱いグライゼンを伴う石英脈中に産する。鉱脈は主として N20~50°E の走向及び 60~80°NW の傾斜を持ち, 巾は 20~50cm で, 時に 1.5m に達することもある。錫石は灰重石, 硫砒鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱と共生し, 時には黄銅鉱中に見出される場合もあるが, 一般に錫石の量は多くない。結晶は長さ 1cm, 巾 2~5mm の柱状を呈する。

*) 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) 逸見吉之助, 鉱物, 2, 182~186, 1955.

鐘打鉾山は京都府船井郡和知町安栖里にあり、和知駅南西直線距離 2.5 km にあたる。稼行中の石英脈は古生層中に NS~N 30° E の走向及び 40~70° SE の傾斜を持つている。本鉾床の錫石を産する鉾脈は主として千才、月盛、金比羅脈で、錫石を産出しない陽明、崇栄、同心の各脈よりも少しおくて出来たものと思われる。共生鉱物は灰重石、硫砒鉄鉾、少量の鉄マンガン重石、黄銅鉾、閃亜鉛鉾、正長石等である。錫石は 1 cm 以内の結晶であるが、時に 3 cm に達するものもある。

3. 結 晶 形

錫石は正方晶系完面像晶族 (4/m, 2/m, 2/m) に属し、色は肉眼的に黒色乃至褐色、断口は不平坦で、硬度は 6.5 である。

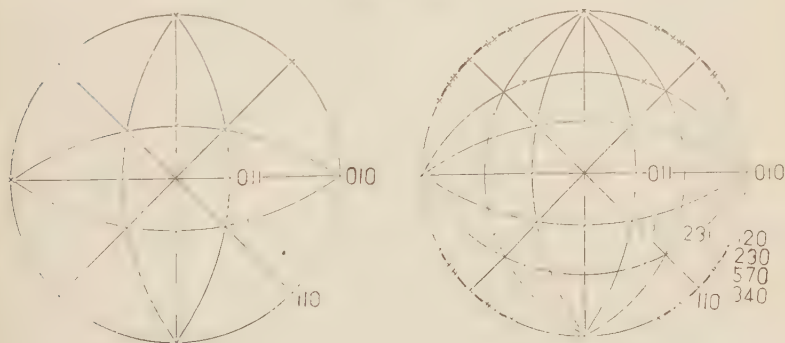
三吉鉾山産の錫石は比較的簡単な形を呈し、錐面 S(111), e(101) と柱面 a(100), m(110) より成る。一般に (101) 双晶が多く、九連双晶も見られる。

大谷鉾山では錫石は単晶及び (101) 双晶として産出する。結晶面には錐面 S(111) と z(231) が見られ、時に e(101) も見出される。特に柱面には多数の条線があり、測角に際しては h(120) と h(210) 間に連続反射が現われる。

鐘打鉾山の錫石は錐面 s(111), z(231) 及び柱面から成るが、時に e(101) が見出されることもある。z(231) は s(111) より小さく、又 (231) と (321) とは一般に同じ大きさでなく、時に条線が発達する場合もある。柱面では大谷鉾山産のものと同様に、h(120) と h(210) 間の連続反射が認められる。一般に鐘打鉾山の錫石の晶癖は大谷鉾山のそれとよく似ている。

これら三鉾山産錫石のステレオ投影を第 1 図に、又結晶図を第 2 図に掲げる。次に Goldschmidt の複円測角器に依つて測角した結果を第 1 表に示す。この結果は Goldschmidt の角変表¹⁾ とよく一致している。第 1 表に掲げた s, z 及び e の測角値から算出した錫石の軸率は

第 1 図



三吉鉾山産錫石

大谷、鐘打鉾山産錫石

1) Goldschmidt, Kristallographische Winkeltabellen 375, 1897.

第1表 錫石の測角表

	三吉			大谷		鐘打		計算値*	
	hkl	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ
s	111	43°38'	45°00'	43°31'	45°00'	43°34'	45°00'	43°33.5'	45°00'
	111	43 32	134 49	43 31	135 11	43 48	134 16	"	135 00
	111	43 20	-134 40	43 31	-134 48	43 30	-134 16	"	-135 00
	111	43 35	-45 25	43 29	-44 50	43 34	-44 49	"	-45 00
z	231			67 33	34 45	67 26	36 57	67 33	33 41
	321			67 15	56 49	67 20	55 55	"	56 19
	321			67 15	123 13	67 38	123 25	"	123 41
	231			67 45	148 36	67 26	146 30	"	146 19
	231			67 24	-147 50	67 27	-146 31	"	-146 19
	321			67 42	-122 47	68 23	-123 01	"	-123 41
	321			67 43	-55 47	67 26	-50 55	"	-56 19
e	011	34 15	0 07	34 14	0 07	33 46	-0 12	33 54	0 00
	101	33 57	90 05	33 56	89 51	33 42	89 48	"	90 00
	011	33 51	179 43	33 48	-179 52	34 10	179 50	"	180 00
	101	34 06	-89 45	34 16	-89 45	34 10	-89 52	"	-90 00
a	010	89 58	0 03			89 57	0 56	90 00	0 00
	100	89 45	89 55			89 58	90 08	"	90 00
	010	90 05	-179 48			89 59	-179 44	"	180 00
	100	90 01	-90 06			89 50	-89 37	"	-90 00
h	120			89 43	26 25	89 43	27 00	90 00	26 34
	210			89 56	62 42	89 44	62 51	"	63 26
	210			90 07	116 58	90 02	115 30	"	116 34
	120			90 02	153 25	89 51	153 53	"	153 26
	120			90 00	-153 32	89 47	-153 51	"	-153 26
	210			90 01	-116 11	89 55	-116 12	"	-116 34
	210			90 00	-63 21	90 03	-62 38	"	-63 26
r	120			89 59	-26 13	89 58	-27 07	"	-26 34
	230					89 54	34 25	90 00	33 41
	320					89 46	55 58	"	56 19
	320					90 00	123 30	"	123 41
	230					90 04	146 12	"	146 19
	230					90 06	-146 37	"	-146 19
	320					89 57	-123 05	"	-123 41
p	320					90 06	-56 27	"	-56 19
	230					89 58	-34 08	"	-33 41
	570					89 58	35 38	90 00	35 32
	750					89 40	54 39	"	54 28
	750					90 04	125 09	"	125 32
	570					90 02	144 05	"	144 28
	570					89 56	-144 32	"	-144 28
k	750					89 57	-125 41	"	-125 32
	750					89 59	-54 06	"	-54 28
	570					89 59	-35 29	"	-35 32
	340			89 55	37 03			90 00	36 52
	430			89 57	53 12			"	53 08
	430			90 12	126 48			"	126 52
	340			90 04	142 50			"	143 08
m	340			90 02	-142 53			"	-143 08
	430			90 03	-125 41			"	-125 32
	430			89 58	-52 56			"	-53 08
	340			89 57	-36 42			"	-36 52
	110	90 01	44 45	89 58	45 24	90 58	45 15	90 00	45 00
	110	89 49	135 02	90 05	134 53	90 03	135 20	"	135 00
	110	90 00	-135 18	90 01	-135 15	89 59	-134 48	"	-135 00
	110	89 53	-45 04	90 59	-45 08	90 55	-45 35	"	-45 00

* 計算値は Goldschmidt, Kristallographische Winkeltabellen による。

第 2 図



で, Dana²⁾ の軸率 $c=0.6723$ とよく一致している。

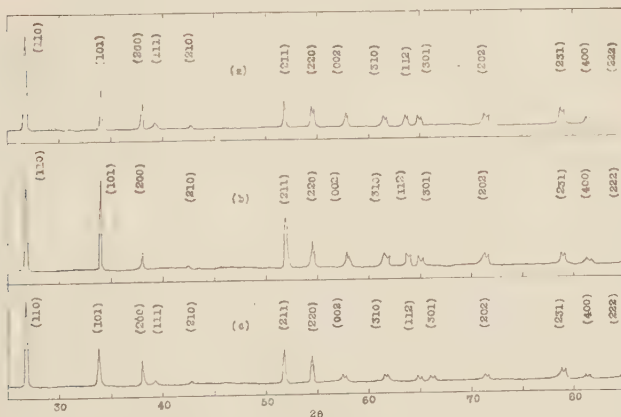
4. X 線 実 験

本鉱物の粉末を用いて, Geigerflex で X線粉末廻折曲線を作成した。この結果は第3図の如くである。実験条件は 管陰極 Cu, フィルター Ni, 電圧 30 kv, 電流 10 mA, scanning speed 1°, Chert speed 2 cm/min., scale factor 16, multiplier 1, time constant 2秒, divergence slit 1°, scatter slit 1°, receiving slit 0.2mm である。

これより網面間隔を求め, 更に Q (obs) を計算した。次に全指数の d より格子恒数を求め, この値より Q (calc.) を算出した。これらの結果を比較して第2表に掲げる。尚

第3図 三吉, 大谷, 鐘打鉱山産錫石の X 線廻折図

(a) 三吉 (b) 大谷 (c) 鐘打



2) Palache, C., Berman, H., and Frondel, C., Dana's System of Mineralogy. 1, 574, 1944.

第2表 錫石のX線廻折

hkl	三				吉				大				谷				鐘				打
	d(Å)	I/I.	Q(obs.)	Q(calc.)	a ₀	c ₀	d(Å)	I/I	Q(obs.)	Q(calc.)	a ₀	c ₀	d(Å)	I/I	Q(obs.)	Q(calc.)	a ₀	c ₀			
110	2.35	100	0.0891	0.0890	4.739		3.35	100	0.0891	0.0890	4.739		3.35	100	0.0891	0.0890	4.739		3.186		
101	2.64	58	0.1430	0.1431		3.185	2.64	93	0.1430	0.1430		3.186	2.64	46	0.1430	0.1431		3.186			
200	2.37	22	0.1781	0.1780	4.739		2.37	19	0.1784	0.1780	4.735		2.37	25	0.1781	0.1781	4.739		3.187		
111	2.31	5	0.1875	0.1875		3.185							2.31	3	0.1875	0.1876		3.187			
210	2.12	4	0.2220	0.2224	4.745		21.2	3	0.2220	0.2225	4.745		2.12	2	0.2220	0.2226	4.745		3.185		
211	1.765	38	0.3211	0.3210		3.184	1.765	50	0.3211	0.3210	4.737		1.765	28	0.3211	0.3212	4.733		3.185		
220	1.678	17	0.3552	0.3559	4.745		1.675	21	0.3564	0.3561	4.739		1.674	18	0.3570	0.3562	4.739		3.185		
002	1.593	5	0.3943	0.3943		3.185	1.593	11	0.3943	0.3939		3.185	1.593	7	0.3943	0.3942		3.185			
310	1.499	10	0.4451	0.4450	4.739		1.499	17	0.4451	0.4451	4.739		1.499	12	0.4451	0.4452	4.739		3.185		
112	1.439	8	0.4831	0.4832		3.185	1.439	19	0.4831	0.4830		3.185	1.439	7	0.4831	0.4833		3.188			
301	1.415	10	0.4892	0.4890		3.184	1.415	11	0.4891	0.4891		3.186	1.415	7	0.4891	0.4893		3.188			
202	1.323	6	0.5716	0.5722		3.187	1.323	9	0.5716	0.5719		3.188	1.323	5	0.5716	0.5723		3.189			
231	1.215	7	0.6771	0.6770		3.183	1.215	15	0.6771	0.6771		3.187	1.215	9	0.6771	0.6774		3.189			
400	1.185	3	0.7126	0.7119	4.738		1.186	7	0.7112	0.7122	4.743		1.185	3	0.7126	0.7124	4.738		3.184		
222	1.154	6	0.7505	0.7502		3.185	1.155	5	0.7491	0.7500		3.190	1.154	3	0.7505	0.7504		3.184			
350	1.117	5	0.8018	0.8008	4.738		1.117	5	0.8018	0.8012	4.738		1.117	4	0.8018	0.8014	4.738		3.183		
312	10.92	5	0.8384	0.8392		3.188	1.092	7	0.8398	0.8390		3.188	1.091	4	0.8398	0.8394		3.183			
平均値					4.740	3.185					4.739	3.186					4.739	3.186			

ここに用いた指数は Vegard¹⁾ の指数の hkl を何れも $1/2$ したものである。それは Vegard の得た格子恒数 $a_0=9.45\text{\AA}$, $c_0=6.36$ が現在採用されている格子恒数 $a_0=4.72\text{\AA}$, $c_0=3.17$ の2倍である為である。

これら三鉱山の錫石の格子恒数は

	三 吉	大 谷	鐘 打
a_0	4.740 \AA	4.739 \AA	4.739 \AA
c_0	3.185	3.186	3.186
c_0/a_0	0.672	0.672	0.672

で、何れも Dana²⁾ に記載された値 $a_0=4.72\text{\AA}$, $c_0=3.17$ と良く一致している。又この軸率は上記の複面測角器で得た軸率とも良く一致している。

終りに当り終始御懇切なる御指導を賜った大森啓一教授に深甚なる謝意を表す。尚本研究に用いた費用の一部は文部省科学研究費によつたことを附記する。

~~~~~ 評 論 雑 録 ~~~~~

地殻構造の資料から推察される玄武岩漿の本源

Some reasoning on the origin of basaltic magmas based
on the data of crustal structure

柴 田 勇 (Isamu Shibata)

地球物理学・地球化学・地質学・天文学等の資料に基づく earth model は従来多くの学者によつて提示されているが、大局的な点では何れも大同小異のものと言えよう。併し、地球の上層部即ち地殻並びにその下の底層帯にわたる範囲の構造については、最近各分野における資料の増加に伴い逐次改変されつつある。

ところで、このような地殻の構造は地震波の観測に基づく、いわゆる地震学的地殻構造 (seismic crustal structure) によつて既にその概要が判明しており、Mohorovicic 不連続面から上の地殻層については、地質学的並びに実験岩石学的資料から、その実体が或程度論定されているのである。

併し、M 不連続面から下の部分については、現在なお一致した推論が無く、研究者によつてその見解が色々である。そしてその主な相異は、M 不連続面を岩石の組織的境界とみるか、或いは岩相的境界と考えるかであつて、M 面に上り広汎に存在する“基盤的”地殻層は何れも基性岩 (玄武岩質或いは斑岩質) が主体とされているが、M面より下の部

1) Vegard, L., Phil. Mag., **1**, 1171, 1926.

2) Palache, C., Berman, H., and Frondel, C., Dana's System of Mineralogy, **1**, 574, 1944.

分については、前の見方では超基性岩（橄欖岩質或いは dunite 質）とし、後の見方では高圧下における基性岩質変成岩即ち eclogite に類するものであるとしている。

そこで、前の見解は現在一般に考えられているものであるが、後の見解は夙に Goldschmidt¹⁾, Daly²⁾ などによって示されており、最近再び注意されるに至つたものである。これらの仮説は地震波の速度や密度の点に関しては何れも大体適合したものと言えるが、M 面の下が超基性岩から連続的に一層 femic な深部に移過するという考えは、次に挙げるような各方面の事実に対して好都合でなく、むしろ eclogite 説の方がその説明に好都合のようである。

1. 隕石の種類について Lovering が量的に研究した結果によると³⁾、隕石の原天体の silicate mantle はその約 60% が玄武岩質組成のものと推測され、従つて地球 mantle の上層部も相当の範囲が同様の組成のものであると考えて然るべきである。

2. 近似した組成の玄武岩類が space and time に広汎に現出すること。M 面の下がすべて超基性岩であるとする、現在の推測では少なくとも 200 km 以上の深度でないと熔融温度に到達しないことになるが、そのような深部では、深発地震のあることからして多少歪力の release されるような状態が存在するとしても、岩漿の起生に必要と考えられる局部的減圧を生ずるような機構は想像しにくい、またその上の “weak zone” 或いは “asthenosphere” (地震波の資料から、いわゆる低速度帯として知られている、70km—150km 位の範囲の剛性率の低下した部分(低速度帯)⁴⁾で、これより上を地殻として取扱うべきものと思う)を通して地殻上層部に達する裂隙を生ずることも考えにくい。一方、超基性岩の撰択熔融による玄武岩質岩漿の生成は理論的に可能なことであるが、上記の深度における超基性岩(推定される密度は 4.0 位で、高圧下の dunite もしくは一層 femic な組成のもの)から、このような過程で近似した組成の莫大量の玄武岩漿が広汎に発生するという考えには相当無理があるように思われる。

これに対し、M 面と “weak zone” (地殻に対して底層帯とも称する)との間に相当広範囲の変成酸性岩帯(eclogite 質帯)があると考え、内因力に基づく地殻運動でこの部分に局部的な増温と減圧が起ると、底層対流などの力による地殻の沈曲又は膨隆に伴う張力のための減圧効果と、地殻の深部沈降又は上昇底層対流の影響による増温、そこに部分的熔融によつて玄武岩漿を生じ、これが地殻の裂隙を通して噴出することが考えられる⁵⁾。このような説によると、玄武岩類の広汎な出現とほぼ一定した組成に対する説明が前説に比べて遙かに容易であり、また “weak zone” に相当する深度に震源をもつ地震帯と活火山帯とが近く相伴っている事実⁴⁾などもかゝる想定を支持しているよう

1) Daly, R. A., *Igneous rocks and the depths of the earth*, 178, 1933.

2) Goldschmidt, V. M., *Der Stoffwechsel der Erde*. Vidensk Selsk. Skrifter, Kristiania, No. 11, 1922.

3) Lovering, J.F., *Trans. Amer. Geophys. Union*, **39**, 947~955, 1958.

4) Gutenberg, B., *Internal Constitution of the Earth*, 410~412, 1951.; Takeuchi, H., Press, F., Kobayashi, N., *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **49**, 355~364, 1959.

5) 柴田 勇, 地震波による地殻探査の成果と地殻構造の造構論的解釈 (印刷中), 1960.

ある。

造構地帯に多い構造地震は主として“weak zone”より上の地殻の範囲に震源を有するものであるが、これも地殻深部の岩漿化に伴う上部地殻の歪力によつて起ることが考えられる¹⁾。そして、多くの島弧帯に見られるように、このような地震帯の位置は火山帯の外側になるらしい。

3. M不連続面から下では、深度に伴う地震波速度(V_p)の増加率は極めて緩慢で大体 -80km level までは殆んど 8km/sec 台にとゞまっているが、もし M 面以下が全部超基性岩であつたならば、深部の変成相では、温度の増加を加味しても、 V_p はもう少し大きな値にならなくてはなるまい。

4. Sial 質地殻層を殆んど欠く大洋域においても、平均して大陸の楯状地域と同程度の heat flow が認められている²⁾。これは M不連続面の下がすべて超基性岩(放射性発熱量は基性岩の約 1/50)であつては説明困難で、やはり相当の範囲に亘り玄武岩質組成の部分が在ると考えた方が好都合である。

大洋域の heat flow が存外に大きい事は、次に述べるように、M 面直下に或範囲の超基性岩帯を想定するとき、この部分の熱伝導度がやゝ高いことで一部の説明ができるが、その下に変成基性岩帯が在るとしても、更に深部の“weak zone”に高温の上昇対流のようなものがあることを想像する必要がある。

併し、M不連続面の深度が僅々 10km 内外である大洋域においては、約 8km/sec の V_p を有する M 面直下の地殻層は、Adams³⁾ などの資料から推察して、変成性岩と考えるよりもむしろ超基性岩を主体とするものと考えらるべきであろう。

以上のような事から、筆者は M 面から下の構造について次のように想定してはどうかと思う。

大洋域では、M不連続面の下に 10 数 km の厚さの超基性岩層(平均密度 3.3, $V_p = 7.9 \sim 8.2$ km/sec)があり、大陸域ではこれがずつと薄いものと推測する。この超基性岩層の下は、深度 -80km 位まで主として変成基性岩(eclogite 質, 平均密度 3.4, $V_p = 7.8 \sim 8.1$ km/sec) より成るものと考え。-80km あたりから -150km 位までは、おそらく剛性率のやゝ低下した超基性岩質の部分で、この下は再び剛性率の高い ultrafemic な組成のものになるであろう。

この状態を米大陸大西洋間を例にとつて、模式的に示すと図のようになる。こゝに、温度・圧力・地震波速度(縦波, V_p) 等によつてこれまでの研究者によつて発表された値を採つており、大洋域における上部超基性岩層の厚さは -80km 付近を大体地殻均衡の補正面と想定して略示したものである。この補正面は M 面よりずつと下にないと均衡の成をしない地域のあることが、地震波による地殻深在の結果から出ている⁴⁾⁵⁾。現在ま

1) Matuzawa, T., Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., **31**, 179~201, 1953.

2) Birch, F., Geophysics, **19**, 645~659, 1954.

3) Adams, L. H., Internal Constitution of the Earth (B. Gutenberg ed.), 50~80, Tab. 13 (p. 74), 1951.

4) Tatel, H. E. and Tave, M. A., Crust of the Earth (A. Poldervaart ed.), 35~50, 1955.

5) Nanda, J. N., Nature, London, **184**, (Suppl. 9), 629, 1958.

性の組成を有する)があるが、局部的にはこのような成層順序の逆転や rhythmic な繰返しも認められる。それで、地球上層部の厚大な範囲では、これに類した過程¹⁾によつて生じた超基性岩質の帯が幾つか存在する可能性は充分考えられ、M 面直下のものはその最上部のものであるかもしれない。即ち、大洋域の M 不連続面の直下に想定される超基性岩帯は femic な地殻物質 (おそらく olivine basalt 質ないし picritic basalt 質岩漿) から分帯して、深部における密度の関係上先づこのような位置に生じたものと想像される。従つて M 面より上の 6 キロ層 (通常 $V_p=6.5\sim 6.7$ km/sec で, "basaltic layer" 又は "oceanic layer" と呼ばれるもの) は正常の olivine basalt より幾分 salic な組成のもの或いは tholeiite 質のものではないかと思われる²⁾。そして先に述べたように上記の超基性岩帯は多分 femic な玄武岩質の部分を含んでかなりの深度にまで及んでおり、深部にゆくに従つて玄武岩質の部分と共に變成化したものになると推察される。想像すると、このような超基性岩帯を含む範囲はおそらく原始地球の mantle の外縁部が固化する時期に、前述のような過程によつて成層構造のできたところではないかと思われる。そして最上部をなす 6 キロ層は、元の femic basalt 質岩漿から早期鉱物成分が除去された結果、幾分基性度の低いものとなつていのではないかと考えられる。このような事の実否は近く 6 キロ層の実体が確認されれば白ら判明することであろう。

さて、さきの 2 に説明した magmatism は主として海洋域又は大陸の特殊な地域 (地向斜帯及びこれに対応する大きな dome 状隆昇地域)³⁾ に考えられるものであるが、造山帯に逆発する基性岩漿にはこれと少々異つた成因と逆発様式のものとがあると思われる。

地向斜性地殻運動の初期に逆発する玄武岩漿 (先造山期の magmatism) は、おそらく先の場合のように深部地殻 (M 面下の部分より発生する) のものであろう。併し、これに次ぐ前期造山期に逆発する斑輝岩質岩漿は、主として地殻の深部沈曲によつて M 面より上の基性地殻層 (玄武岩質或いは斑輝岩質地殻層と呼ばれるもの) が熔融して生じたものと推察され、これに伴う超基性岩類は主としてこのような基性岩漿の分化生成物と考えられる。そして、後期造山期に進入する花崗岩漿の主体も更に上部の淺部地殻層 (花崗岩地殻層と呼ばれるもの) の熔融によつて起生したものであろう。

大陸及びその周辺のように上部地殻層の深い地域においては、深部地殻で発生した玄武岩漿は地殻運動に伴つて逐次上部地殻に進入し、そこから二次的に逆発するものが多いように思われる。この事は色々な事実から推察されるが、かゝる逆発様式はいわゆる staccato eruption で、先の海洋地域などにおける象鼻噴出よ、おそらく深部からの直接的なもの即ち legato eruption が多いであろう⁴⁾。併し、本源岩漿と考えられる alkali

1) Floorless body ゆえ、地層に進入した岩漿体の中で行われるような性質の結晶集積とは多少異なるものにちがいない Barth (T. F. W., Theoretical Petrology, 195~197, 1952).

2) 水深 5km の洋底の静圧は岩石層にして 2.5 km 内外の深度に相当するから、Adams (1951) の資料を参照すると、大体このような推測になる。

3) Cloos, H., Zur Mechanik grosser Brüche und Graben. Centr. f. Mineral, 1932; Hebung, Spltung, Vulkanismus, Geol. Rundschau, 30, 1939.

4) Daly, R. A., 前出, 1933.

olivine basalt magma のほかに少しく salic な tholeiite 質 magma ならびにより femic な picrite 質～oceanite 質 magma も認められるので、これらのうちには多少 staccato eruption のものもあつて、その過程における岩漿分化によつて生じたものもあるであろう。

玄武岩漿から derive されると考えられる中性ないし酸性の岩種は何れの場合にも認められるが、一般に地尙斜や地盆の如き negative area の basaltic eruption にはこのような分化岩種が、positive area の eruption に比べて、量的に多い事実が認められる。更に、内外の資料を総合すると、一般に negative area における本源の玄武岩漿は positive area におけるそれに比してやゝ salic であり且つ less alkalic (calcic) な傾向が認められる。また各種の femic basalt や低珪酸質岩種 (アルカリ岩型) の多くは後者の地域に見られるのである。

これは、主として次のような理由によるものと思われる。即ち、legato eruption の場合は深生の femic magma が途中地殻内で滞溜することが少く直接的に迸発することが多いのに対し、staccato eruption の場合は magma が上層地殻の諸処に迸入して岩漿溜をつくり、そこで岩漿分化や混成作用が行われ、岩漿溜の上部の比較的 salic な部分が上昇迸発することが多いためと考えられる。そして地尙斜帯にも時折見られる femic basalt は岩漿溜の下部の femic magma を代表するものかもしれない¹⁾。勿論 positive area に多い femic アルカリ岩系にも分化岩種のあることは周知のとおりであるが、Daly が指摘したように、それらは量的に僅少であつて、それは原岩漿が比較的浅処に到達してから小範囲で分化の行われる状態が多いためではないかと考えられる。

次に、先に述べた大陸域の dome 状隆昇地域 (後期に断層地溝を生ずる) に見られる basaltic magmatism について一言言及しておこう。この種の造構運動とそれに伴う岩漿活動は過古の時代にも世界各地に認められているが、このような造構地域に見られる本源の岩漿は大洋域と同様比較的 femic な組成のものが多く、アルカリ岩型もよく随伴している。その理由として推察されることは、このような地殻の陥降するところでは (おそらく上昇底層対流の力によつて) 地殻の下底部で起生した岩漿に一層 femic な底層物質で多少添加されて迸発する可能性である。この効果を考えれば、大洋域に比してやゝ基性度の劣る大陸域の基性地殻層からも大洋域と同程度の femic magma が起生することが可能といえよう。

最後に、極く概括的ではあるが、アルカリ岩型の成因に関連して一言すると、この種の岩型は本来低珪酸で femic は本源岩漿から derive されることは確かであり、そのようなアルカリ岩漿を起生する造構的環境は主として大洋域及び大陸域における positive～neutral area であつて、先述の legato eruption が多く、sial 質地殻との混成作用による calc-alkali 化 (silica, alumina, 及び lime が増加する) の少ない条件のところのようである。そして世界の各地域各時代の事例をみると、大体においてこの通則に悖らない。たゞ、方沸石を含有するソーダ質玄武岩類は地尙斜や地盆のような negative area に現出するのが通例である。

1) このような岩漿溜の下部に在つた femic～ultrabasic magma は地殻の沈曲に伴つて深処に入り、前期造山期に迸発する起基性岩の一部根源となることも可能であろう。

地質関係のよくわかつている 新生代のものについてみると、顕著な alkali field は新生代造山系（アルプス造山帯）の内側の非褶曲帯、即ちイタリア西部を含む西部地中海・エーゲ海・小アジア半島・ハンガリー盆地 及び インドネシア弧の内部等に見られ、これらの地域は何れも第三紀の地向斜に対する positive area であつたところで、それが後に neutral area または陥没地域となつたものである。また環日本海 alkali field は中生代から第三紀にかけての positive area が第四紀に沈降陥没し、そこにアルカリ岩が迸発したものともみられる。

それゆえ、一般にアルカリ岩系を伴う femic basalt の現出するところは、大陸域では主としてドーム状隆昇地域或いは地背斜的性状のところで、そこに後で断層地溝・盆地・内海などの形成された地域である。そして、このような地域は、今一つの顕著な alkali field を含む大洋域と同様、地殻の厚い地向斜—造山帯と反対に、地殻が比較的薄く legato eruption の起り易い環境にあることは、地殻構造の調べられているところでは実際に判明しているのである。併し、アルカリ岩系の迸発地域については 或程度 地域的特異性のある事も看過できない事実であり、これは 一時代の 造構的要因のみによるものでなく、更に古い要因も残っているためと考えられる。

以上甚だ無系統な論述であつたが、主として現在の地球物理学的資料に基く地球上層部の構造から、magmatism の本源について概略的な考察をしたわけである。併してこゝで考慮すべきは、地球内部における現在の物理学的状態と過去（或いは未来）の地殻変動期におけるそれとではかなりの相異があり得ることである。即ち、地殻変動期には mantle や地殻の上層部は現在よりかなり高温状態にあると想像されるから、さきに説明した“weak zone”もその範囲が一層広く、そこにより強力な底層対流が生じ、それが地殻運動の主動力となることであろう。併し、このような場合にも 起基性岩帯の熔融が可能であるかどうかは疑問であり、筆者の考察では 玄武岩漿の本源は主として変成基性岩帯に在り、たゞ造山期における斑岩質ないし花崗岩質岩漿は主として M 不連続面より上の基性ないし酸性地殻層から derive されるものと思つている。

雑 報

チリ沖地震津波調査概報

昭和 35 年 5 月 24 日、チリ沖地震津波が本邦の太平洋沿岸全域を襲い、特に三陸地方、北海道に大きな被害を与えた。チリ沖に発生した地震津波が、地球のほぼ半周を距てた太平洋岸の広範囲に亘る津波現象をみたこと、その周期が 1 時間内外の長いものであつたこと、従つてその波高分布や被害状況などが、従前の日本海溝縁辺部に由来する近地震津波の場合とは、大きな相異があつたことなどが注目を惹いた。同時にまた、この遠地津波の伝播が本邦太平洋全域に於けるエネルギーの配分を知る上に重要な資料であるとされており、一方津波の災害防衛態勢上でも再検討の機会を与えることになつた点で、多くの課題が提示されている。

津波の来襲当日早速、東北大学理学部内の地学関係教室では、地球物理学教室と相提携して現地調査班を組織し、三陸沿岸各地の波高値及び津波の侵入区域の観測を共通

の調査の対象として夫々分担した。更に津波による地質学的な諸現象、特に侵蝕・崩壊などの破壊的営力及び運搬・沈積作用などに関連する観察をも行つた。その結果の概要は既に学内で速報された(チリ地震津波総合研究発表会, 1960年6月28日一要旨)。これらの内、広田湾高田松原海岸附近に於ては、津浪の来襲時と引きの時の侵蝕の過程、営力については、特に引くときの作用が微地形に著しく左右されていること、堆積物の形成もこれら営力のいくつかの方法が重合して作られるものであることなどが、実際について考察された。概して、今回の津波による沿岸海底堆積物や生物などの打ちあげ、新しい堆積物の形成などは、その規模に於ても分布に於ても、従来に比べて甚だ僅少であつたことも、その特徴の1つとして挙げられるようである。他方、波高値については、殆んど全域に亘つて共通した現象として、外洋に直面した小湾入部や、比較的大きい湾の湾口部に比し、湾奥部が相対的に波高値が大きかつたことで、前者が3m内外、後者が5m内外という、ほゞ一貫した傾向が得られた。この点は昭和8年三陸沖地震津波のそれとは全く対蹠的な結果として指摘される。特に志津川湾、大船渡湾などが、近接の小外湾に比べて、過去に於ては、波高も低く、従つて災害の経験に浅く、また集落及び漁港の施設などが、かなり低所にまでも拡張されつゝあつたこと、防浪・潮堤の完備が未だ満されてなかつたことなどとも関連して、一層甚大な被害量を齎した結果ともなつたようである。波高測定結果の一例として、三陸南部の小泉湾・志津川湾・追波湾及び堆勝湾並びにこれらの湾の間の外洋に面した崖浜部に於ける主な測点のTP換算値を示せば、次の如くである(カッコ内は昭和8年三陸沖津波資料による一震研彙報・別冊1, 昭9)。

岩井崎 4.0(3.1), 旭崎 3.6(6.2), 御伊勢崎 3.6(7.6), 大谷海岸 2.5(3.3) 赤平 2.5(4.2), 大沢川河口 2.4(5.7), 登米沢 3.9(6.5), 小泉松原 3.2(5.8), 小泉川河口 2.9(3.8), 二十一浜 3.1(5.9), 蔵内 3.1(4.4), 港 2.6(3.5), 田浦 2.6(5.1), 石浜 n.d.(10.5), 名足 3.0(6.2), 泊浜 2.8(5.1), 館浜 2.8(3.9), 管ノ浜 2.9(3.0), 伊里前 3.0(3.6), 寄木 3.1(3.4), 塩浜 3.1(2.9), 細浦 3.2(2.5), 清水浜 4.9(3.2), 荒砥 4.8(3.0), 平磯 5.5(3.5), 袖浜 4.9(3.2), 志津川 5.7(1.3), 林 4.6(3.2), 折立 4.9(2.7), 水戸辺 5.5(2.1), 波依谷 5.7(2.9), 宮津 5.4(3.6), 滝浜 4.8(2.4), 藤浜 4.6(5.3), 長清水 3.3(4.6), 寺浜 4.2(n.d.), 十三浜 3.0(7.8), 大指 2.8(3.8), 小持 3.3(4.6), 相川 3.7(5.5), 小室 3.2(3.5), 白浜 3.0(3.2), 長塩谷 2.6(3.2), 月浜 2.5(2.2), 名振 2.6(3.3), 明神 3.7(2.0), 堆勝 4.3(3.9)。結果的に、志津川湾が明かに今回の全般的傾向の典型として挙げられる。このことは湾の固有周期が、志津川湾が45分内外、小泉湾、追波湾が共に25分内外であることから肯首される。尚、各湾内の小湾入部に於て、相対的に小ピークとしてあらわれる傾向は今回も昭和8年の場合も同様に認められるようであるが、これは湾内の微地形その他の因子によるものであらう。また昭和8年三陸沖地震及び昭和27年十勝沖地震に於ける三陸沿岸の波高比が、夫々の wave front と海岸線との関係、従つてまた湾の方向性に著しく左右されていること(鈴木他, Sci. Rept. Ser. 5, 1953)に反し、今回は全般的にこの様な傾向は認め難い。尚本調査に関しては、「遠地津波による災害の研究」として、文部省科学研究費が交付された。〔加藤〕

鉱物学及び結晶学

8347, 炭酸塩鉱物の赤外線吸収

Huang, C. K., Keer, P. F.

酸性炭酸塩 (nahcolite, trona), 方解石及びドロマイイト族, アラゴナイト族, 含水正炭酸塩 (gaylussite 等), OH 及びハロゲンを含む炭酸塩 (孔雀石等) 等 27 個の標準試料の赤外線スペクトルをしらべた。方解石及びドロマイイト族は波長 $6.90\sim 6.97, 11.28\sim 11.55, 13.36\sim 14.02\mu$ の三カ所に主な吸収バンドがみられ, その他 $3.92\sim 3.97, 5.47\sim 5.52\mu$ の二つの中位のピークがみられる。アラゴナイト族では稍複雑な吸収カーブを示し, $6.70\sim 7.13, 11.40\sim 11.90, 14.03\sim 14.77\mu$ の四つの主な吸収バンドと, $3.93\sim 4.00, 5.53\sim 5.75, 9.22\sim 9.48\mu$ の弱い吸収帯がみられ, 両者の結晶構造の差を示している。又, 同族の鉱物間に於いては陽イオンの半径と質量の増加に伴って吸収ピークは長波長の方に移動する。他の炭酸塩では, 化学成分と結晶構造の複雑さに応じて, $\text{HCO}_3, \text{H}_2\text{O}, \text{OH}, \text{SO}_4$ 基等の吸収バンドを現わし, 各鉱物夫々特徴ある吸収スペクトルを生ずる。(Am. Min., 45, 311~324, 1960) [長谷川]

8348, 柘榴石類の同形と混溶度

Gentile, A. L., Roy, R.

Ugrandite, pyralspite 及び稀土柘榴石間の類似イオンによる同形置換, 混溶度を dry 及び高圧 wet の状態で合成してしらべた。各成分酸化物を当量に混合し, $750\sim 1200^\circ\text{C}$ に加熱, 又は必要に応じて 1000 気圧の圧力下で加熱し, 柘榴石

の生成を X 線的に確めた。先づ $3\text{CdO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2, 3\text{MnO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2, 3\text{CaO}\cdot\text{Cr}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2, 3\text{MnO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{GeO}_2, 3\text{Y}_2\text{O}_3\cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3, 3\text{Gd}_2\text{O}_3\cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3, 3\text{CaO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{GeO}_2, 3\text{Gd}_2\text{O}_3\cdot 5\text{Fe}_2\text{O}_3$ 等の柘榴石の合成に成功し夫々の格子恒数を決定した。Si を B で置換した $2\text{Y}_2\text{O}_3\cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{B}_2\text{O}_3$ や Nb を含む $4\text{CaO}\cdot\text{Gd}_2\text{O}_3\cdot 2\text{Nb}_2\text{O}_5\cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3$, 陰イオン置換例としての $3\text{NaF}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2$ 等の柘榴石の生成はみられなかった。Uv と Gr, Uv と $3\text{CaO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{GeO}_2$ 間には完全な固溶体が存在するが, Sp と Py 間の実験では 4 万気圧の下でも固溶体は得られなかった。又 Uv-Sp, Gr-Sp 間でも固溶体は得られない。稀土を含む $3\text{Y}_2\text{O}_3\cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$ や $3\text{Gd}_2\text{O}_3\cdot 5\text{Fe}_2\text{O}_3$ と Gr, Uv, And 間には固溶体が形成され, Gd-Fe 柘榴石と Gd-Al 柘榴石, Y-Al 柘榴石と Y-Fe 柘榴石間の固溶体形成が確められた。これ等の混溶度は置換元素のイオン半径の類似性に左右されている。(Am. Min., 45, 701~711, 1960) [長谷川]

8349, 低屈折率浸液 Weaver, C. F., McVay, T. N.

$n=1.292\sim 1.411$ 間の低い屈折率の浸液として perfluorotributylamine $(\text{C}_4\text{F}_9)_3\text{N}$ と chlorotrifluoroethylene 重合体 $\text{Cl}(\text{CF}_2\text{-CFCl})_n\text{Cl}$ との混合液が優れた性質をもっている。 $(\text{C}_4\text{F}_9)_3\text{N}$ の $n_D(25^\circ\text{C})$ は 1.292 , $-dn/dt$ は 0.00041 , 重合油 No. 10 (KEL-F) では 1.411 と 0.00033 , $\text{Cl}(\text{CF}_2\text{-CFCl})_5\text{Cl}$ では 1.406 と 0.00034 の値をもつ。これらは互に混和し合い, 無色無臭, 安定で粘性をも

ち揮発し難く、更に顕微鏡スライドや硝子器等を腐蝕しないという利点をもっている。皮膚にふれると刺戟するが毒性はない。但し高温(315°)では重合体は分解して有毒性の物質を生ずる。これらの浸液は、特に; NaF-BeF₂-UF₄系や BeF₂-ThF₄系, LiF-BeF₂-ThF₄系等の研究に最近用いられているものである。(Am. Min., 45, 469~470, 1960) [長谷川]

8350, 沃化メチレン重液の新稀釈液, dimethyl sulfoxide Cuttitta, F., Meyrowitz, R., Levin, B.

沃化メチレン(CH₂I₂, d=3.33)重液の稀釈液として従来揮発性のアルコール, アセトン又はブロムホルムが用いられていたが, dimethyl sulfoxide ((CH₃)₂SO, d=1.103)が優れている。(CH₃)₂SOの沸点は189°で蒸気圧はCH₂I₂と類似しているので, 両者の混合液は使用中, 溶媒蒸発による比重の変化が殆んどない。使用後の重液は多量の水と混合すると, CH₂I₂のみが不溶となつて分離するのでCH₂I₂の回収が容易である。又, 両者の容積比と比重は直線的関係にあるので, 所要の比重をもつ重液が容易に作り得る。選別後の試料はアセトンで洗滌する。(CH₃)₂SOの毒性はない。(Am. Min., 45, 726~728, 1960) [長谷川]

8351, パタゴニア産クリノプチロル沸石—その輝沸石との関係 Mason, B., Sand, L. B.

アルゼンチン, パタゴニア地方のサルミエント層に産するクリノプチロル沸石は6~8cmの層状で重晶石に伴われ, ベントナイトと互層をなす。比重は2.11, 平均屈折率は1.478, 複屈折率は約0.001である。化学分析により (Na, K)_{4.86} (Ca, Mg)_{0.31} Al_{5.49} Si_{30.50} O₇₂ · 19H₂O

の値を得た。結晶は板状又は短冊状でこれは(010)の発達によるものと思われ輝沸石で(010)の劈開が発達するのと似ている。X線写真も輝沸石に似ているが網面間隔値は一般に輝沸石より大きい傾向があつて, これは(Ca, Al)が[(Na, K)Si]で置換されるためと考えられる。一方DTA曲線は明かに異つている。以上, クリノプチロル沸石と輝沸石の構造的同一性は明瞭であるが, 化学組成に於てはこの二種鉱物間には上記のイオン置換に見られる組成上の隔りがあつて明かに別種のものである。その生成は非海成の火山ガラスがdiageneticな変質を受けたものと考えられる。(Am. Min., 45, 341~350, 1960) [関]

岩石学及び火山学

8352, 高アルミナ玄武岩 Kuno, H.

本州中央部及び伊豆諸島の無斑晶玄武岩類は3つのタイプに分けられる。即ちAl₂O₃とアルカリに乏しいソレーアイト, アルカリに富むアルカリ玄武岩及びアルミナに富み, アルカリが前二者の間を示す高アルミナ玄武岩である。ソレーアイトはノルム石英が算出されるが, 高アルミナ玄武岩に少量のノルム石英がでたり或はノルム橄欖石がでたりする。構成鉱物も高アルミナ玄武岩はソレーアイトとアルカリ玄武岩の間であり, 斑晶として亜灰長石, 橄欖石(ピコタイト包有物を含む), 普通輝石, 斜方輝石, 石英基鉱物はラブラドライト, 普通輝石, 稀にビジオン輝石, 橄欖石(反応縁はあつたりなかつたりする), 珪酸鉱物, アルカリ長石である。高アルミナ玄武岩は日本列島のソレーアイト岩石区とアルカリ岩石区の境界線に沿つて分布し, ソレーア

イトマグマから来たものでもなく、又アルカリ玄武岩起源のものでもなく、初生マグマである。このマグマは地下約 200 km の深さ、即ちソレーイトマグマとアルカリ玄武岩マグマが生成される中間の橄欖岩層の部分熔融によつて生じたものである。高アルミナ玄武岩は世界の他の造山帯にも普遍的に認められるが、海洋地域には産出しない。稀に非造山帯の大陸地域にも産し、満洲やグリーンランドのスケルガードはその代表的なものである。高アルミナ玄武岩の分別作用の経路はソレーイトマグマのそれに類似しているが、分化の中期に後者よりもアルカリの濃集が顕著である。なお本邦の高アルミナ玄武岩系の火山として十勝、寒風、一の目、濁月山、妙高、飯綱、富士、愛鷹、大室、新島、神津島、阿蘇、霧島等があげられる。(Jour. Petrology, 1, 121~145) [青木]

8353, Nyiragongo 火山のカルシライト Sahama, Tn. G.

東アフリカ、ベルギー領コンゴ、Nyiragongo 火山の霞石岩の大部分は主成分鉱物の 1 つとしてカルシライトを含んでいる。この鉱物は準長石類として単独では産出せず、霞石、メリライト、白榴石等を伴っている。これらの含カルシライト岩はその他主成分鉱物として単斜輝石、橄欖石、パーブスカイト、チタン磁鉄鉱、方ソーダ石等を含んでいるが、長石類はない。カルシライトは complex 霞石—カルシライト斑晶及び細粒の石基中に単独結晶として産する。complex 霞石—カルシライト斑晶の離溶現象が認められる。最初均一な単独結晶として晶出し、次にパーサイト様霞石—カルシライトになり、外縁部は霞石のドロップ状結晶によつて包まれ、最後には均一なカルシラ

イトの核が霞石によつて包まれる。complex 斑晶は大低典型的な glomerophyritic texture を示す。これから次の事が考えられる、即ち、早期の晶出作用でマグマから $K_3NaAl_4Si_4O_{16}$ の組成の少量の斑晶が分別した。マグマ中の複雑な対流によつて結晶は上昇し、斑晶は結晶集合塊となり、噴出までこの状態が続いた。static condition 下のゆっくりした冷却によつて斑晶はマグマと反応した。熔岩中の結晶の上昇と乱対流の役割は火口の内壁にみられる巨大白榴石結晶集合塊の産状と熔岩湖の観察から説明できる。石基中のカルシライトの産状は霞石—カルシライト系の sub-solidus の 2 相区域の存在によつて説明される。(Jour. Petrology, 1, 146~171) [青木]

8354, Innerness-shire, Glenelg 産 柘榴石—角閃石—輝石岩 O'Hara M. J.

Glenelg 産柘榴石—角閃石—輝石岩はその密度、化学組成、鉱物組合せ等から榴閃岩相に属するもので、化学組成はビグライト玄武岩に相当する。比重の大きい(3.57)緻密、粒状、優黒色の岩石で不明瞭な縞模様が見られるが、鉱物方位は一定方向を示さない。この岩石は初生鉱物として単斜輝石 31%、斜方輝石 25%、柘榴石 22%、角閃石類 17%、その他 4% (容量) から成り、二次鉱物として (a) 主成分鉱物より変つた青緑色角閃石類、(b) 斜方輝石より変つた滑石、カミングト石、直閃石及び斜方輝石を交代した緑泥石が見られる。柘榴石—輝石の組合せは榴閃岩相と白粒岩相に見られるものであるが、斜方輝石は通常榴閃岩相では見られない。榴閃岩相の標準鉱物組合せは (1) 柘榴石—単斜輝石—石英、(2) 単斜輝石—藍晶石、(3) 柘榴石—橄欖石であるが、之等の組合せは白粒岩相に於ては

！ 柘榴石—紫蘇輝石—石英又は紫蘇輝石—斜方輝石—石英，両輝石—斜長石又は紫蘇輝石—柘榴石—斜長石，紫蘇輝石—尖晶石の組合せに依つて夫々交代される。Fe と Mg に富み SiO_2 の少い岩石では白粒岩相に於ては単斜輝石—紅榴石又は単斜輝石—鉄磐柘榴石の組合せとして結晶する。かゝる岩石は Na に乏しい場合榴閃岩相に属するが如く見える。榴閃岩相の条件下で結晶を行つた同様岩石は外見上之と非常に類似する。かゝる岩石はノルム灰長石が非常に多く又ノルム苦鉄鉄物の量も多くなる。(Geol. Mag., 97, 145~155, 1960) [植田]

8355, Scotland, Angus, Glen Clova 地方に於ける $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ の変化を伴う泥質岩原片麻岩類 Chinner, G. A.

Angus, Glen Clova 地域の広域変成作用による泥質岩原片麻岩の構成鉄物中の Fe^{++} と Fe^{+++} の量は種々変化するが、之に就て岩石学的、化学的、X 線の data を用いてその影響を調べた。この片麻岩類は石英—灰青長石—白雲母—黒雲母—柘榴石—藍晶石—酸化鉄物を主成分とし、その酸化比 ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100 / 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO mol.}$) は 6 から 75 と変化する。この酸化比は白雲母、酸化鉄鉄物の量の増大及び黒雲母、柘榴石の量の減少と共に大きくなる。その関係は次式に依つて説明され得る。

$\text{Fe}^{++}(\text{黒雲母}) + \text{鉄磐柘榴石} + \text{O} = \text{白雲母} + \text{酸化鉄} + \text{石英}$

殆どの Mg は黒雲母中に、Mn は柘榴石に含まれる為岩石の酸化比が大きくなつて之等鉄物の量が減少する事は黒雲母中の MgO/FeO 、柘榴石中の MnO/FeO が増大する事となる。片麻岩類はその中の酸化鉄物を基として、より正確に

分類する事が出来る。即ち (1) 含チタン鉄鉄—磁鉄鉄片麻岩、酸化比 0~37, (2) 含チタン鉄鉄—磁鉄鉄—赤鉄鉄片麻岩、酸化比約 40, (3) 含磁鉄鉄—赤鉄鉄片麻岩、酸化比約 43。 (1) と (3) は一定温度、圧力の元で単変系 (univariant) の鉄物組合せとして説明される。各岩石の酸化比に対して岩石中の各鉄物に特殊な組成が存在する。(3) に於ては黒雲母の MgO/FeO 、柘榴石の MnO/FeO の増加が見られる。(2) では一定温度、圧力の元で不変系 (invariant) の鉄物組合せとして解釈される。岩石の酸化比が限られた範囲を超え鉄物組合せが一定である場所では酸素の量の変化に伴つて磁鉄鉄、チタン鉄鉄、赤鉄鉄、珪酸塩鉄物の割合が變つて来る。(Jour. Petr. 1, 178~217, 1960) [植田]

金属鉄床学

8356, 北部 New Brunswick 硫化物鉄床への閃亜鉛鉄地質温度計の応用 Benson, D.

閃亜鉛鉄を地質温度計に用いる方法は、Kullerud (1953) が $\text{ZnS}-\text{FeS}$ 系全般にわたる詳細な熱実験を行つて確かめている。この場合 ZnS と FeS とが平衡関係にあるとき大いに役立つ。北部 New Brunswick の卑金属硫化物鉄床 (デボン紀の花崗岩・はんれい岩に貫ぬかれたオルドヴィス紀の火山岩類および堆積岩中に胚胎) の Heath Steele · Brunswick 両鉄山産の閃亜鉛鉄を注意深く鏡検するとともに、その研磨面の表面に孔をあけて 0.25mg の試料をとり、この Fe 含有量を蛍光 X 線分析により定量した。勿論この場合大型試料をとり、通常の化学分析をも試みて比較している。そうすると

近接した閃亜鉛鉱でも Fe 含有量に多少の差のあることが判つた。これは閃亜鉛鉱により交代せられた他鉱物中から取り入れられた、種々の程度の Fe の量に帰せられる。離溶した磁硫鉄鉱は、閃亜鉛鉱が過剰の鉄の存在において生成したことを示す唯一の信頼すべき証拠と思われる。Heath Steele · Brunswick 両鉱山の生成温度は、地下 15,000 ft の深さに相当する圧力 2000 bars では、610°C と与えられる。(Econ. Geol., 55, 818~826, 1960) [山岡]

8357. 硫化鉱物の鉱化作用における硫黄同位元素の分別 Gavelin, S., Parwel, A., Ryhage, R.

硫化鉱物及び硫酸塩鉱物中の硫黄同位元素 S^{34} と S^{32} の割合 δ を隕石の $S^{32}/S^{34}=22.225$ を基準として比較した。Sweden の Boliden 鉱床では磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱及び方鉛鉱を伴う黄鉄鉱の塊状鉱床で、3段階の鉱化作用があるがその間に差が見られず。Falun 鉱床でも同様に著しい同位元素の分別作用は行われていない。鉱石鉱物の帯状配列を示す鉱床として Cornwall 地方の鉱床を見ると、内部から外部に銅の硫化物、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱と方鉛鉱、輝安鉱の順に高温から低温にかけて配列する。こゝでは δ は +3.9 から -50.3 の間の著しい範囲に拡がる。しかし各種硫化鉱物の間で比較すると、鉱物による差は特に認められず、 δ は種々の鉱物についての特性的な同位元素組成が原因で異なるのではない。たゞ他に比し方鉛鉱及び淡黄色の閃亜鉛鉱では δ の値が散るが、分析数が異なるので決定的な事は言えない。又生成温度によって比較すると一貫した変化は見られないが、高温より低温において δ の変化範囲が広い。帯状分

布に対しては比較出来なかつた。地域的にはある規則性をもつて変化し、デボン紀の地層の部分のものは重い S、石炭紀の所では軽い S によつて夫々特徴づけられる。硫化物鉱床の酸化によつて形成された硫酸塩鉱物及び硫化鉱物について δ を見ると著しい差はない。Bisbee における試料では天水の作用による硫化物は、初生のそれと多少異つてくる。もし地下水中の硫酸塩の S がその同位元素組成に寄与しているならば、二次的な硫化物も S^{32} に富む。Bisbee においては酸化還元による同位元素置換が酸化帯以下で行われるという決定的徴候としては、初生及び二次的硫化物の間の差は余りにも小さい。深成鉱床で硫化物と硫酸塩の共存する場合は、後者が S^{34} に富む事は Durham 及び Falun 両鉱床で見られた。この両者の同位元素の分別は熱水の条件下で行われた。深成鉱床の場合分別作用は高温より低温の方が著しい。各種の硫化物の共生する試料として、Aachen における縞状構造を呈して方鉛鉱、黄鉄鉱を伴う膠状閃亜鉛鉱についてみると、特に軽い S で特徴づけられるものではないが、著しい差が見られる。内部から外部への一般的傾向は示さず、黄鉄鉱は重い S、方鉛鉱は軽い S で特徴づけられ、閃亜鉛鉱はその中間となる。そして鉱脈の粗粒結晶のものよりも分別作用は不規則である。この他黄鉄鉱の結核体でみると、核の部分と周辺部では著しい差があつた。(Econ. Geol., 55, 510~530, 1960) [鈴木]

8358. Idaho, Coeur d'Alene 地域の Precambrian 鉱化作用と鉛同位元素 Long, A., Silverman, A. J., Kulp, J. L.

当地域の鉱床は交代性鉱脈型と、小規

模な裂罅充填型の 2 種が存在し、鉱石組合せとしては Cu-Ag, Zn-Pb-Ag, Ag-Pb, Au-W 鉱に分類する事が出来る。鉱物共生の垂直的な変化は余り顕著ではないが例えば Sidney 鉱山では鉱脈の上部で Pb-Ag 鉱及び黄鉄鉱、下部で Zn 鉱及び磁硫鉄鉱が特徴的である。地域内各鉱床産の Pb 同位元素を測定した結果、本質的に何れも同値を示し $Pb^{206}/Pb^{204} = 16.44$, $Pb^{207}/Pb^{204} = 15.58$, $Pb^{208}/Pb^{204} = 36.52$ で、その年代は約 1400 m. y. である。これは当地域に於ける他種同位元素測定結果とも近似しており従って初生の鉛鉱化作用はこの時期に営まれたもので且、鉱液はこの鉱化時期を通じて単一、均質な根源から由来されたものである。この他、局部的に Laramide モンゾニ岩体を切る細脈中の Pb は火成岩侵入の影響による硫化鉱物の再流動に基づくものである。(Econ. Geol., 55, 645~658, 1960) [阿部宏]

8359, Blind River ウラン鉱床の成因 Derry, D. R.

当地域のウラン鉱床は Huronian 珪岩層の基盤付近の quartz pebble conglomerate 中のみ集中している。鉱石鉱物は uraninite, brannerite, gummite で、他に thucolite, モナズ石, ジルコン等が産する。J. A. Muir 等がこれら鉱物の年代決定 (Pb^{206}/Pb^{207} 法)を行へ、モナズ石 2,550, ジルコン 2,450, uraninite 1,680~1,740, brannerite 1,870~2,000 (m. y.) の値を報告しているが、これらの結果はジルコン、モナズ石のような明かに初生の碎屑物は Archaean の時代と一致し、ウラン鉱物は下部 Huronian 堆積時代と近似している。従って碎屑物は Archaean の岩石から由来され恐らく海岸線近くの三角洲の環境で堆積

したものであり、一方ウラン鉱物は礫岩層の堆積と同時か、やや後れて沈澱し、再結晶或は他の鉱物との反応によって生成したものであろう。(Econ. Geol., 55, 906~927, 1960) [阿部宏]

石油鉱床学

8360. アルバータ州南部丘陵地帯における集油構造 Fox, F. G.

当地域はカナダの大平原地帯とロッキーマウンテンの間に位置する狭長な丘陵地帯で、主として古生代及び中生代の黒色頁岩、泥炭岩、石灰岩、シルト岩、砂岩等から構成されている。これらの地層は著しく圧碎され、しかも断層により切断され互いに鱗形状に累重し合つた複雑な構造で、その中最も特徴的な構造は引曳褶曲の運動に伴つて生じた衝上断層である。この断層は一般に緩い角度で地層面を交切しているが、地表近くでは何れも急角度を示している。当地域に於ける油及びガスは Cretaceous, Mississippian, Devonian の地層に多く存在しているが、特に良好な油層は Mississippian の Turner Valley formation であり、その trap の大部分は衝上断層に関係のある fault trap である。白堊紀末のララミド造構運動の末期には既にいくつかの trap が歪曲されたことから、hydrocarbon の移動集積がこの時期前に速かに起つたと推察されるが、而しその移動の過程について特別に指示する理由はない。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 43, 992~1025, 1959) [島田]

8361. 中新世後期の深海底扇状地型堆積 Sullwold, H. H., Jr.

カリフォルニアのサンタ・モニカ山脈

中に見られる モデル砂岩は、明瞭なセメント物質がなく、多量のシルトと粘土を含み、angular な sorting の悪いワッケである。そして標準粒度のものは極端に多くの長石を含むアルコーズ砂岩である。この砂岩のもつ豊富な色々の堆積岩組織及び堆積構造の特徴から、この砂岩層は Kuenen その他により認められている turbidity currents から沈積したものと判断される。沈積当時の深度は相伴う頁岩中の豊富な有孔虫及び魚類化石から、恐らく bathyal depth で、3,000 フィートを下らなかつたであろう。本層中に見られる種々の current 方向を示す構造から、この砂岩は Tarzana の遙か北西部地域から運搬されたものとみられ、砂岩層中に見られる cross-bedding dip により決定した current の方向を地図上に plot することによつて得られる pattern は、この堆積物が北方に頂部をもつた一種の fan-type のものであることを示し、また復元断面模式図からも、これが fan であることを示している。この fan の堆積場所は恐らく submarine canyon の入口であつたと推定される。石油探査に於ては、特に stratigraphic trap、或いはこの種油槽岩の規模、位置を明確に予想する上で、上述のような類似研究が重要であり、堆積方向を示す syngenetic structure に注意する必要がある。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 433~457, 1960) [田口]

8362, カオリナイト, イライト, モンモリロナイト粘土の圧力と含水量との関係 Chilingar, G. V., Knight, L.

高圧力の研究としてカオリナイト, イライト, モンモリロナイト粘土とイラン産の天然有機膠状体 (tragacanth) ゴムについて $200,000 \text{ pds/in}^2$ の直圧の実

験を試みた。堆積物の圧緊の問題としては, Weller (1959), Rubey and Hubbert (1959) の研究があるのみでこの様な実験は乏しい。筆者等は粘土及びゴムについて圧力は含水量との関係の実験値を対数紙にプロットしている。カオリナイト粘土は圧力 $40 \sim 200,000 \text{ psi}$ の間で直線的な関係を示し $M = 33.9 - 5.96 \log P$ の値を示し、イライト粘土に於いても直線的関係で、 $M = 50 - 8.7 \log P$ の式で表わされ、モンモリロナイト粘土は $1,000 \text{ psi}$ 附近でカーブして $1,000 \sim 200,000 \text{ psi}$ では直線的で $M = 104 - 18.03 \log P$ の式で表わされる。ゴムに於いては双曲線の形を示す。 $40 \sim 200,000 \text{ psi}$ の圧力の下での粘土の moisture content (percent of dry weight) の変化は直線的傾向を示したカオリナイト粘土とイライト粘土に於いてはイライト粘土の方が傾向が急である。モンモリロナイト粘土においては 1000 psi までに free liquid water はしばらくとられてしまい、 $200,000 \text{ psi}$ までの高圧力に対しては oriented water が動くものと考えられる。ゴムに於ては約 $3,000 \text{ psi}$ までの間は結晶質の粘土よりも非結晶質ゲルの水分が容易に絞り出されると想像される。又 moisture content と絞り出される時間との関係について $88,500 \text{ psi}$ の圧力の下でカオリナイト粘土, $91,000 \text{ psi}$ の圧力の下でのイライト粘土, $88,500 \text{ psi}$ のモンモリロナイト粘土の変化について図示している。この研究は泥岩や頁岩等が形成される際に泥から絞り出された莫大な量の水や、地下水を形成する影響或いは異つた時代に絞り出される溶液の鉍化作用を考察するのに役立つものと思われる。

(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 101~106, 1960) [阿部]

8363, 石油は土壌起源であり得るか？

Cate, R. B., Jr.

石油生成に必要であると考えられる海成の還元環境に似た状態は土壌中にも存在し、また炭素同位元素比から、ある石油は非海成の有機物から生成したかも知れぬという2点を大きな根拠として、著者は石油の土壌起源説を展開した。即ち“podzolization”として知られている作用は、従来のように寒冷地帯のみでなく、lateritic 分解作用の行われる処では熱帯地域でも起り得るとし、この作用により、有機物質、金属、粘土の組合さつたものが、風化過程を通して下方に移動する。この際金属と粘土は有機物質とは一時的に結びついて移動するが、後には金属と粘土のみが再沈澱し、有機物質は移動途中で鉄、アルミニウムイオン等の触媒作用を受け、漸進的に石油様物質に変化してゆく。根源となる有機物質は恐らく acid polysaccharides, polyphenol, アミノ酸, singl sugar 及び porphyrine 構造をもつた酵素類であらうと考えられる。このような物質が土壌中に豊富な上述の如き acid-type の触媒と結びついて、石油様物質を生ずるという事実は、実験室でも、工業的に実際に知られている。野外に於て実際に発見される石油、油母頁岩、瀝青質石炭のような一連の瀝青物質の存在自体が土壌起源の一つ自然的帰結を示すものとも言える。殊に Proshliakov (1958) の研究は、この仮説に一つの地質学的根拠を与え、従来の downward migration として説明されたもの

は、この仮説に基づいて再考察すべきである。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **44**, 423~432, 1960) [田口]

8364, 堆積岩に見られる炭酸塩交代作用 Walker, T. R.

堆積岩中に普通に見られる種々の authigenic silica の起源については、これまで多くの見解が述べられているが、著者は碎屑性の珪酸塩鉱物が炭酸塩交代作用をうけて、authigenic silica を生じることを例証した。上述の珪酸塩鉱物が interstitial carbonate により交代されることは、これまでも述べられていることではあるが、堆積岩の silica source として特にこの作用の重要性を指摘した。その例証として、堆積岩の顕微鏡観察に基づく3つの交代様式を写真によって説明を与え、部分的に、或いは殆ど完全に交代された珪酸塩鉱物が堆積岩中に発見されると、その近くには、大抵 authigenic silica が附ずいして発見されることを認めている。silica の溶解、移動、再沈澱の機構は明かでない。Correns 等は opaline silica が炭酸塩交代作用をうけ、これは pH に大きく支配されることを述べているが、最近の他の人々の研究では、silica の溶解は pH 9 以下では一般に一定で、それ以上になって始めて急速に増加することが知られている。地質学的には pH 9 以上の状態は普通でなく、pH 以外の factor も考慮に入れなければならない。(Bull. Geol. Soci. Amer., **71**, 145~152, 1960) [田口]

投稿規定

投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし、原稿用紙に当用漢字を用いて横書。図及び表を含め、刷上りで7頁(7.5ポイント活字)以内にとどまるようにする。7頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 英文原稿の場合には和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚、原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮尺するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受け付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

本誌抄録欄担当者(五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	青木謙一郎	植田 良夫	牛島 信義
大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三
山岡 一雄				

昭和35年9月20日印刷

昭和35年10月1日発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③5111(内線311)〕
編集兼発行者 大森 啓一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台8825番〕
本会会費 一カ年分 500円(前納)
本誌定価 一部 150円(会員外)
© 1960

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Clay minerals associated with some manganese ore deposits
..... T. Yoshimura, H. Shirozu and M. Yoshinaga
Thermal study on some pyrolusites K. Okada
Chemical compositions of anorthite and its mother rock occurring near
Muran, Hokkaido F. Sato and Y. Kagawa
Druse minerals in andesites from Hisatsu volcanic area T. Yamamoto
Olivine gabbro, olivine norite in the vicinity of Horoman river in Southern
Hidaka metamorphic zone (I) H. Asai
Crystal forms and lattice constants of cassiterites from Miyoshi, Otani and
Kaneuchi mines S. Ashida
Short article.
Lattice constant of barite from Ozaki mine, Aomori Prefecture
..... K. Omori
Editorials and reviews.
Some reasoning on the origin of basaltic magmas based on the data of
crustal structure I. Shibata
Notes and News.
Announcements from the Association, etc.
Book reviews.
Stillwater igneous Complex, Montana. By H.H. Hess, etc.
Abstracts :
Mineralogy and crystallography. Infrared study of the carbonate minerals,
etc.
Petrology and volcanology. High-alumina basalt, etc.
Sci. of metallic deposits. Application of the sphalerite geothermometer, etc.
Sci. of petroleum deposits. Structure and accumulation of hydrocarbons,
etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan